DIRECTION DE LA
RECHERCHE GÉOLOGIQUE

MINISTÈRE
DE L'ÉNERGIE
ET DES RESSOURCES

DIRECTION GÉNÉRALE DE
L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE
ET MINÉRALE

GÉOLOGIE ET MÉTALLOGÉNIE DE LA GASPÉSIE ET DE LA RÉGION DE LA FOSSE DU LABRADOR

SÉMINAIRE D'INFORMATION 1984

1984

DV 84-13

AVANT-PROPOS

Les conférences du séminaire d'information 1984 de la D.G.E.G.M. porte, cette année, sur la géologie et la métallogénie de deux régions du Québec, la Gaspésie et la Fosse du Labrador. Nous avons choisi les sujets afin de refléter l'aspect métallogénique des travaux géologiques du MER. Ainsi dans la Fosse du Labrador, le MER met depuis un certain temps une emphase sur la métallogénie étant donné l'état d'avancement de la cartographie régionale.

Le présent volume, qui comprend des résumés et des articles plus élaborés, est le fruit d'une concertation d'efforts par des représentants du MER, des universités et de l'industrie minière.

Il est à noter que le volume inclut deux articles portant sur la géologie de la Gaspésie qui n'ont pas été présentés oralement au séminaire. On souligne également que les articles ont subi une lecture critique mais n'ont pas fait l'objet d'une révision élaborée, ceci afin de hâter la préparation du volume.

Jean-Louis Caty
Directeur de la Recherche géologique

TABLE DES MATIÈRES

page

AVANT-PROPOS III

PARTIE A - GÉOLOGIE ET MÉTALLOGÉNIE DE LA GASPÉSIE

Carte de localisation des études - Gaspésie 1

1 - Stratigraphie et structure des Groupes de Mictaw et de Maquereau, région de Port-Daniel (Gaspésie)
G. De Broucker 3

2 - L'anticlinorium d'Aroostook - Percé, de Carleton à Percé
M. Malo, J. Béland, C. Gosselin et B. Skidmore 17

3 - Métallogénie du Dôme de Lemieux
K. Stevens 37

4 - Synthèse métallogénique du centre-nord de la Gaspésie
R. Wares 47

5 - Mines Gaspé - exploration à long terme
C.J. Kloeren 55

6 - Utilisation de la géochimie des sédiments de ruisseau pour la recherche de gîtes minéraux en Gaspésie
J. Choinière 61

7 - Géochimie des eaux souterraines, région de Rimouski-Matane
M. Pelletier et J.-P. Lalonde 63

PATIE B - GÉOLOGIE ET MÉTALLOGÉNIE DE LA RÉGION DE LA FOSSE DU LABRADOR

Carte de localisation des études - Fosse du Labrador 65

8 - Typologie des minéralisations de la région de la Fosse du Labrador
T. Clark et M. Bélanger 67

9 - Gîtologie du Cu-Ni dans la région du lac Aulneau
S. Lacroix 69

10 - La géologie et les minéralisations de la vallée Mistamisk-Romanet (parties ouest et nord), Fosse du Labrador
T. Clark 73

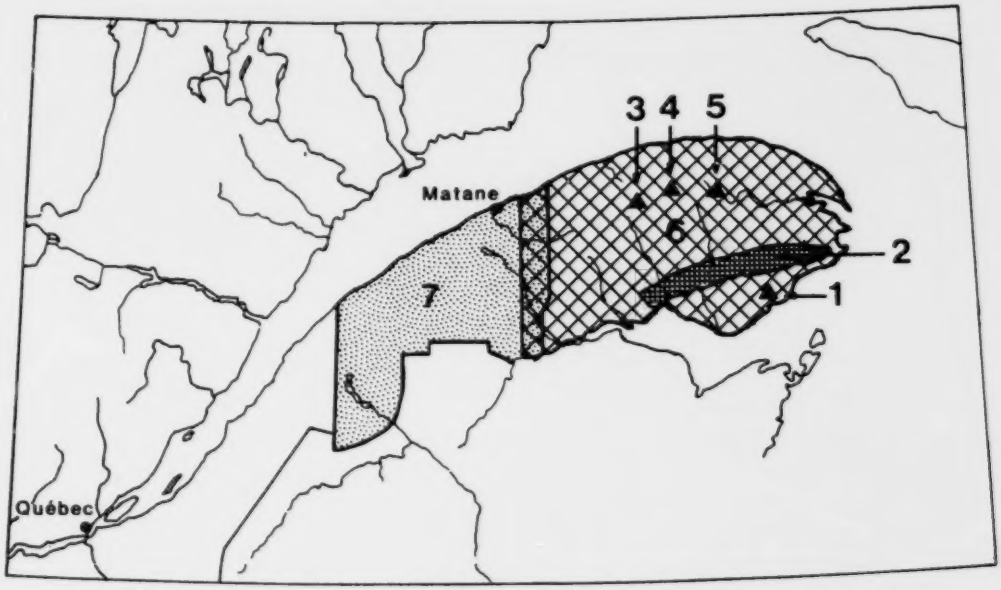
page

11 - Typologie des indices minéralisés des secteurs des lacs Romanet et Dunphy, Fosse du Labrador
S.R. Chevé 99

12 - Le manganèse dans la région de Schefferville
L. Kish et Y. Bourque 121

13 - Le gîte de Zr, Y, Nb et Be du complexe alcalin de Strange Lake, Québec - Labrador
I.S. Zajac, R. Miller, T. Birkett et S. Nantel 127

14 - Gîtes de Cu-Ni et de Cu-Zn de la Fosse du Labrador
D. Fournier 143



LOCALISATION DES ETUDES

1 G. de Broucker
2 M. Malo et al.
3 K. Stevens
4 R. Wares
5 C.J. Kloeren
6 J. Choinière
7 M. Pelletier et J.P. Lalonde

LOCALISATION DES ÉTUDES - GASPÉSIE

STRATIGRAPHIE ET STRUCTURE DES GROUPES DE MICTAW ET DE MAQUEREAU RÉGION DE PORT-DANIEL (GASPÉSIE)

par

Gilles De Broucker
(département de Géologie, Université Laval)

INTRODUCTION

La région étudiée se situe dans la partie sud-est de la Gaspésie, sur la Baie des Chaleurs, au nord du village de Port-Daniel (Fig. 1).

L'objectif de cette étude est de préciser la stratigraphie, la sédimentologie, la pétrographie, la structure et la géochimie des Groupes de Mictaw et de Maquereau pour définir leur environnement géotectonique au Cambro-Ordovicien et leur situation structurale au sein de l'Orogène appalachien.

Les Groupes de Maquereau (Hadrynien à Cambrien inférieur) et de Mictaw (Ordovicien) font partie de la zone interne des Appalaches Québécoises, et correspondraient probablement à une séquence de roches allochthones mises en place sur la marge continentale nord-américaine, proche de la limite avec l'ancien océan Proto-atlantique. Ces deux groupes représentent un bloc structural entouré de roches plus récentes d'âge silurien (Groupe de Chaleurs).

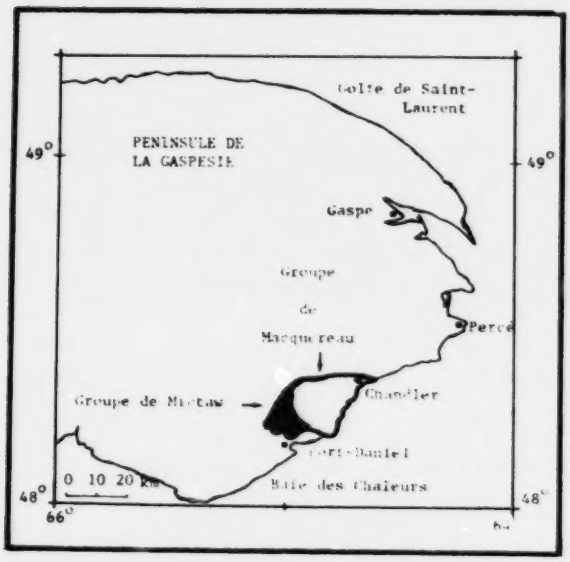


Figure 1: Localisation des Groupes de Mictaw et de Maquereau dans la Péninsule de la Gaspésie.

STRATIGRAPHIE

Les roches les plus anciennes reconnues dans la région sont des gneiss granitiques et des amphibolites. Nous pensons qu'il pourrait s'agir d'une écaille du socle Grenvillien (Fig. 2), à la base du Groupe de Maquereau, à cause du fort contraste métamorphique entre ces roches et celles du Groupe de Maquereau.

La région couverte dans le Groupe de Maquereau se compose d'une séquence volcano-sédimentaire d'âge probable Hadrynien et/ou Cambrien inférieur, correspondant à la Formation de Port-Daniel (Ayrton, 1967), (Fig. 3). Il s'agit essentiellement de wacke arkosique verdâtre à feldspaths roses, ainsi que de siltstone et mudstone verdâtre et rouge violacé (unité 1a). Dans ce faciès prédominant s'insterstratifient des roches volcaniques aphanitiques vert foncé et des roches volcaniques amygdalaires violettes, d'affinité tholéiitique (unité 1b), des grès quartzeux gris (unité 1c), des grès arkosiques rouge brique (unité 1e), ainsi que des conglomérats polygéniques à fragments de roches granitiques, de roches volcaniques et de shale (unité 1d). Nous pensons que tous ces faciès se sont mis en place sur le socle Grenvillien, lors de la phase de rift initial précédant l'ouverture de l'océan Proto-atlantique (Fig. 3).

Le Groupe de Mictaw (Ordovicien Moyen) se compose de deux séquences gréso-pélitiques distinctes, reposant sur une unité chaotique de shale à bloc (Complexe de la Rivière Port-Daniel Nord). Cette dernière unité comprend des blocs calcaro-dolomitiques (unité 2a), des blocs de grès lithique (unité 2b) et des blocs de roches ignées et sédimentaires (unité 2c) dans une matrice de mudstone et de siltstone rubanés vert et noir (Fig. 4). La première séquence gréso-pélitique du Groupe de Mictaw (unité 3a - Fig. 2), se compose d'un wacke lithique ou feldspathique, gris verdâtre et de

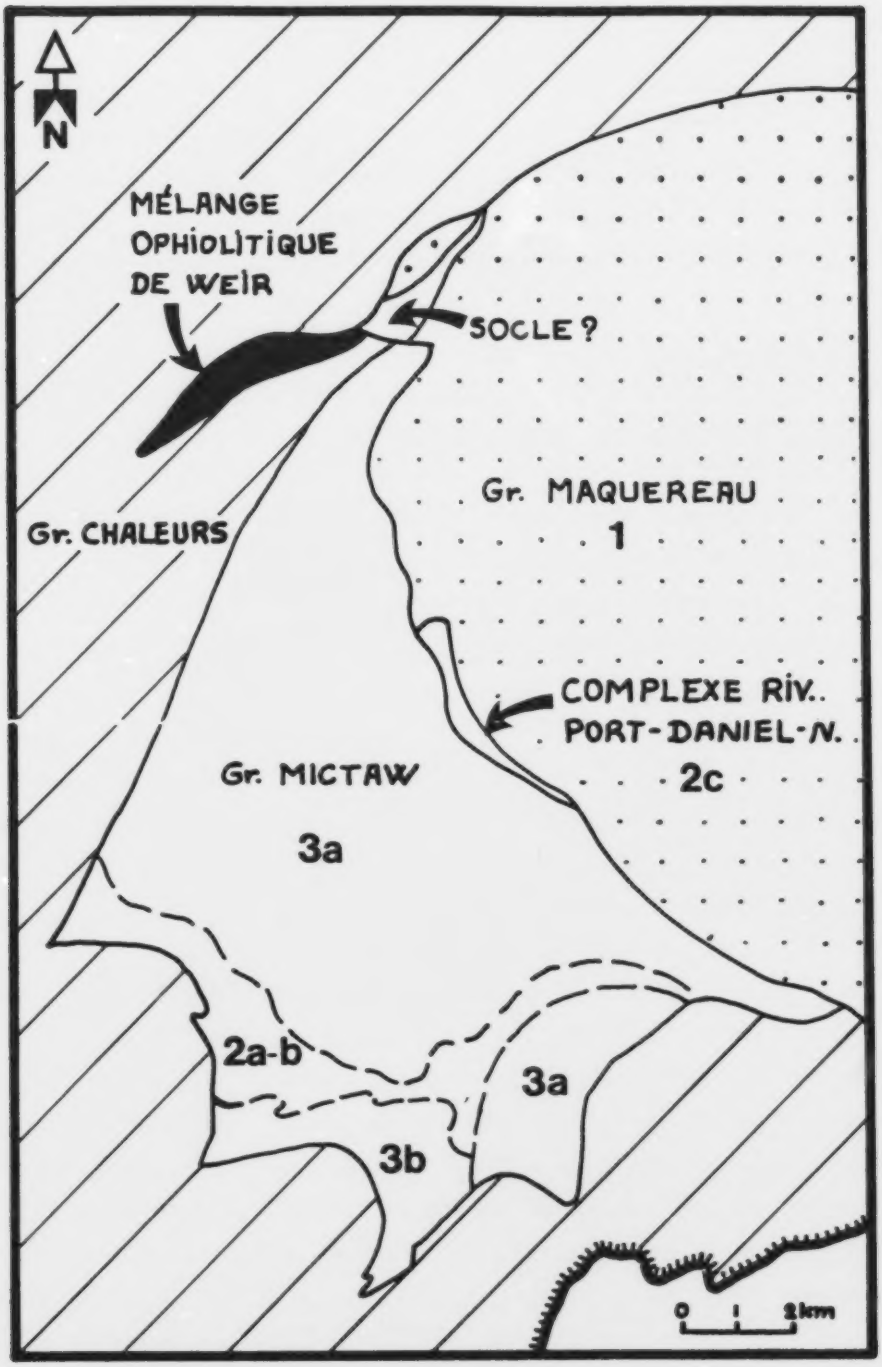


Figure 2: Localisation des différentes unités lithostratigraphiques citées dans ce rapport.

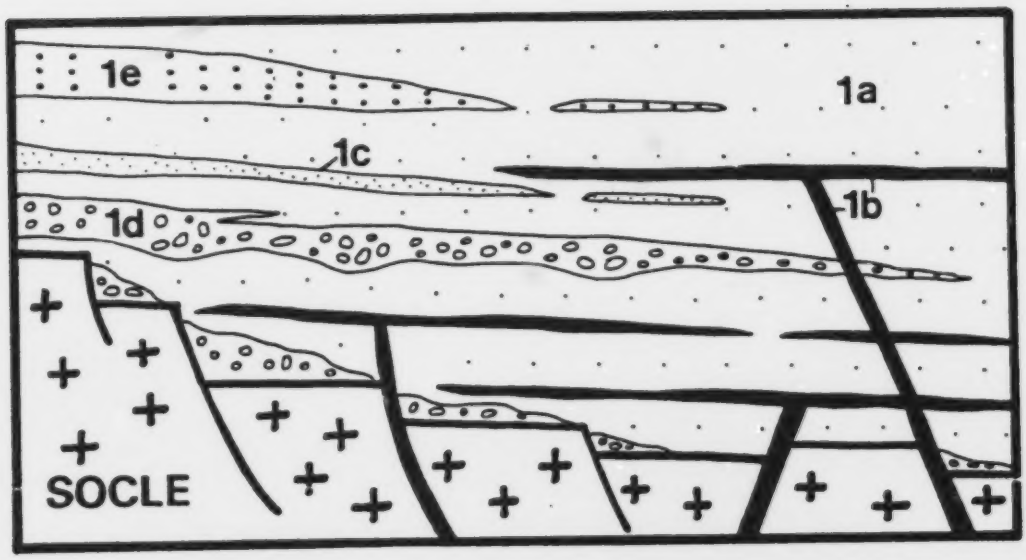


Figure 3: Coupe schématique illustrant les relations entre les différentes unités de la Formation de Port-Daniel dans le Groupe de Maquereau

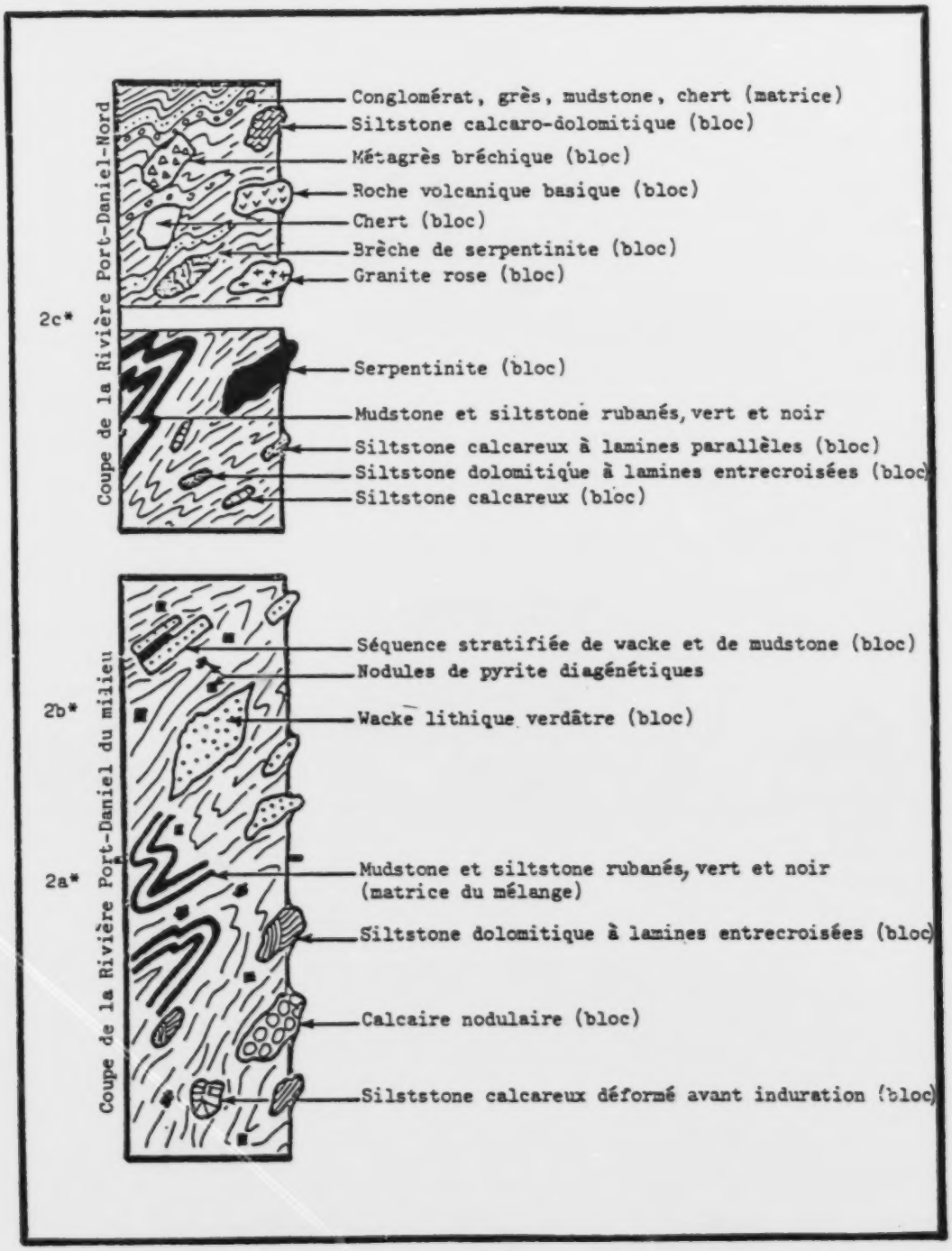


Figure 4: Coupe schématique du complexe de la Rivière Port-Daniel Nord (Ordovicien inférieur)
* L'âge relatif de ces unités n'est pas connu.

mudstone et siltstone verdâtre. Cet ensemble forme une épaisse séquence à turbidite proximale (Fig. 5). Quelques horizons de tufs acides gris jaunâtre s'interstratifient dans cette séquence. La deuxième séquence gréso-pélitique du Groupe de Mictaw (unité 3b, Fig. 2) comprend des siltstones micacés et des mudshales gris foncés avec quelques niveaux de grès quartzeux micacé et de conglomérat (Fig. 6).

Nous pensons que les roches du Groupe de Mictaw correspondent à des dépôts syn-orogéniques, lors des compressions taconiques, et sont le résultat de l'érosion d'un arc volcanique (unité 3a) et d'une région volcanique et métamorphique (unité 3b).

STRUCTURE

Le Groupe de Maquereau correspond à peu près à un bloc structural limité par des failles majeures: la Faille de la Rivière Port-Daniel à l'ouest et au sud; la Faille de Raudin au nord. Des brèches tectoniques, des dolomies hydrothermales et des serpentinites jalonnent la Faille de la Rivière Port-Daniel. Au contact de cette faille, les roches du Groupe de Maquereau acquièrent une texture cataclastique (mylonite) sur environ 200 m de largeur.

La figure 7 dresse un résumé de la chronologie des déformations que nous avons pu observer dans cette région.

Nous pensons que les gneiss granitiques et les amphibolites, sont des roches du socle déformées et métamorphisées lors de l'Orogénèse Grenvillienne.

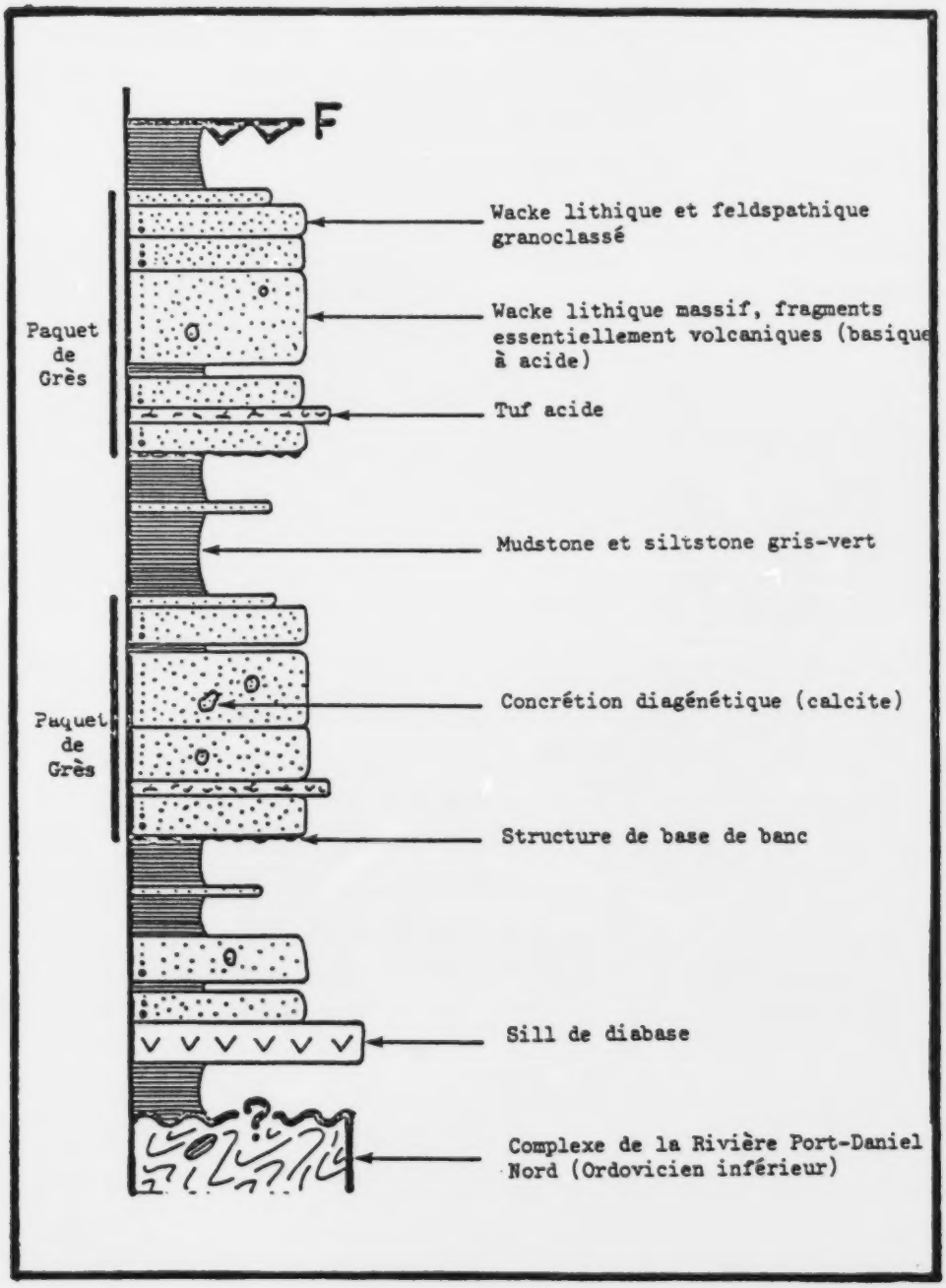


Figure 5: Séquence stratigraphique schématique de l'unité 3a du Groupe de Mictaw (Ordovicien-moyen).

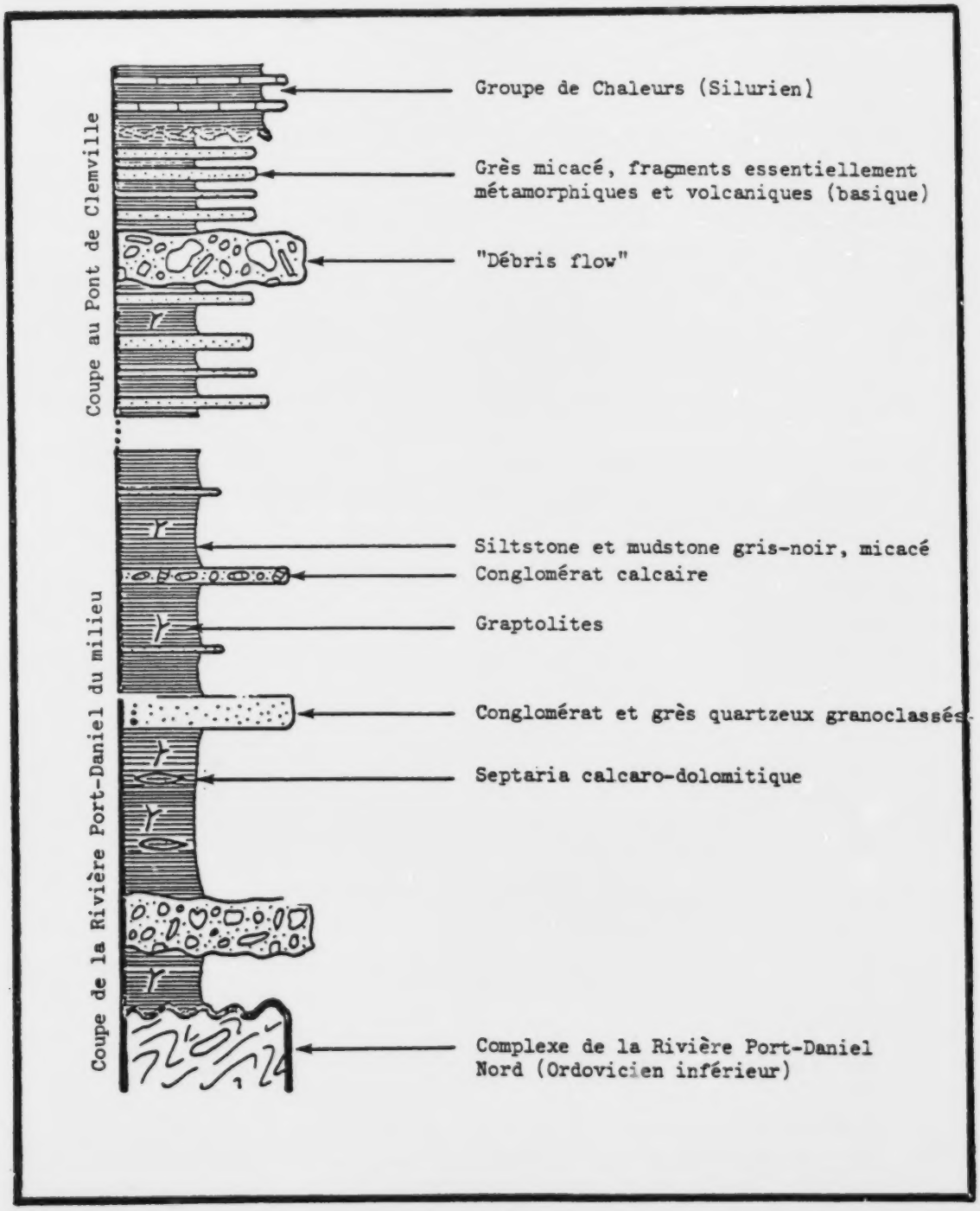


Figure 6: Séquence stratigraphique schématique de l'unité 3b du Groupe de Mictaw (Ordovicien moyen)

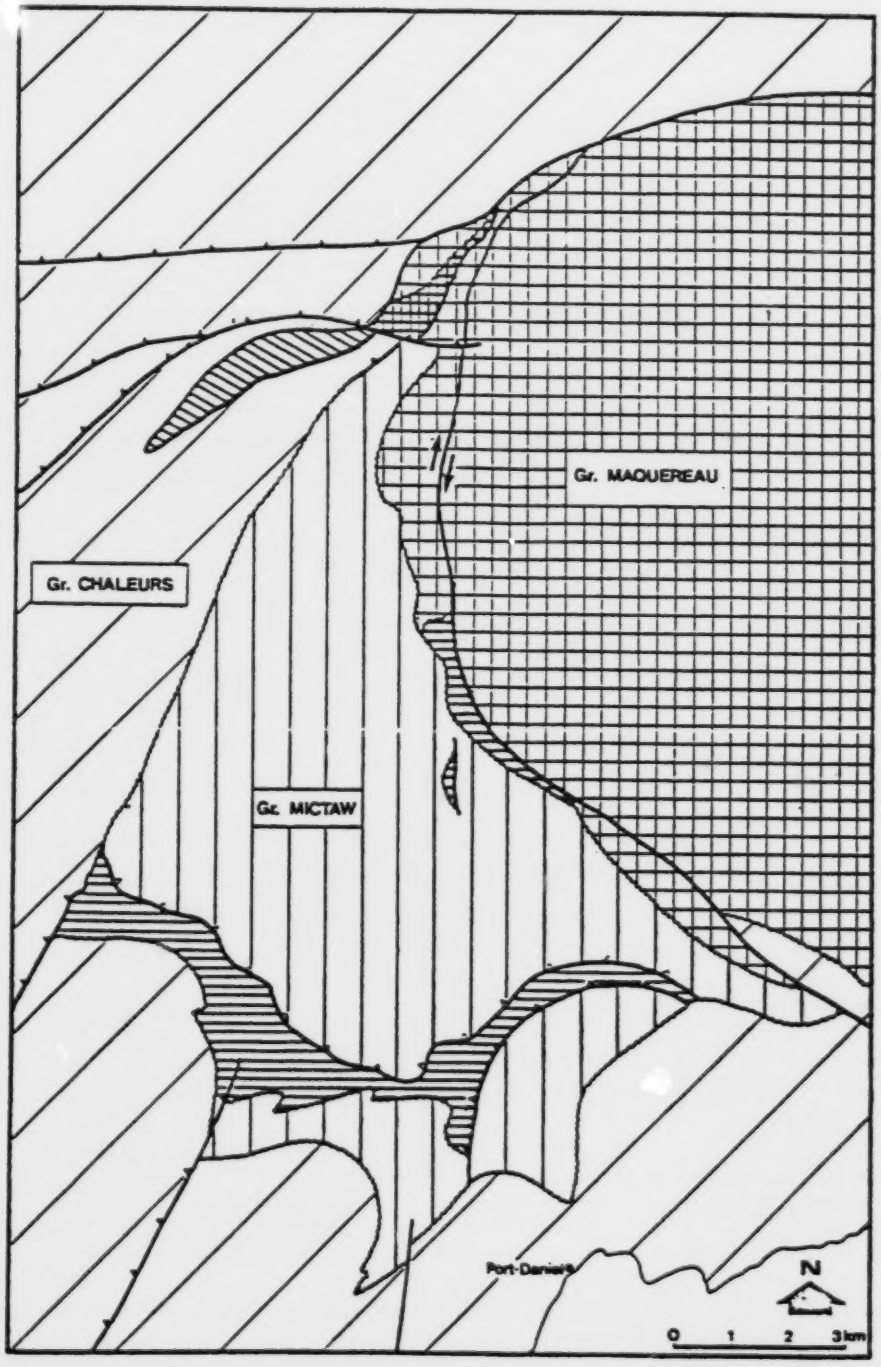
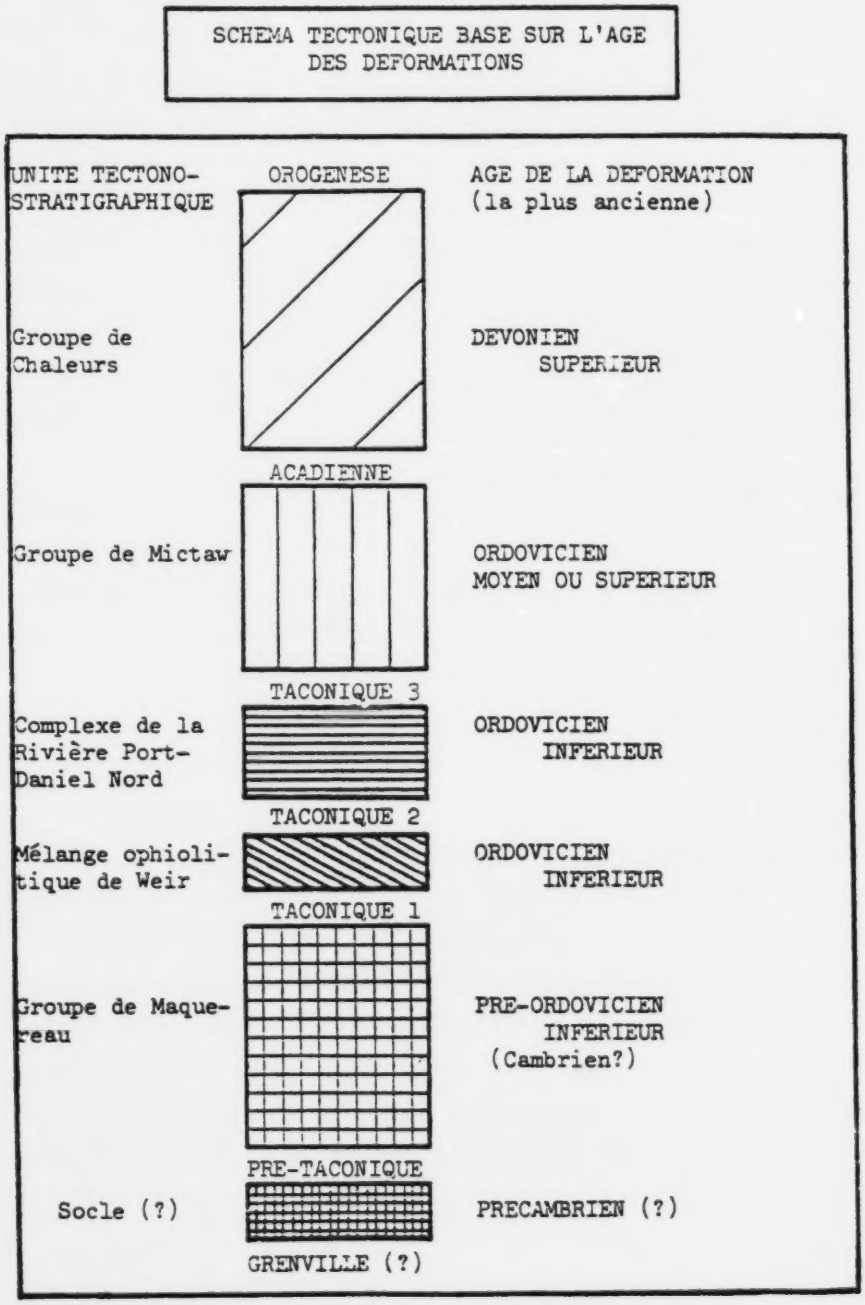


Figure 7: Schéma tectonique basé sur l'âge des déformations (légende ci-contre).



Légende de la Figure 7

Les roches du Groupe de Maquereau sont métamorphisées au faciès des schistes verts. Le métamorphisme s'accroît dans les zones de brèche, en bordure de la Faille de la Rivière Port-Daniel et de la Faille de Raudin. Un clivage de flux (S1) et un clivage de crénulation (S2) affectent les roches du Groupe de Maquereau. Nous pensons que ces déformations et ce métamorphisme se sont produits au cambrien supérieur ou au tout début de l'Ordovicien, parce que des fragments de Maquereau déformés sont observables dans la brèche qui s'insterstratifie localement avec les sédiments du Complexe de la Rivière Port-Daniel Nord, d'âge Ordovicien inférieur. Les déformations précèdent donc le dépôt du Complexe de la Rivière Port-Daniel Nord (phase pré-taconique).

Un mélange ophiolitique affleure au nord-ouest des Groupes de Maquereau et de Mictaw (Fig. 2). Il perce au travers des roches siluriennes du Groupe de Chaleurs. Il se compose de blocs métriques à hectométriques de granite, de granodiorite, d'amphibolite et de grès métamorphique, dans une matrice de péridotite tectonique serpentinisée. Les blocs et la matrice sont très fréquemment bréchiques. On retrouve un bloc de serpentinite bréchique dans les sédiments du Complexe de la Rivière Port-Daniel Nord. Nous pensons donc que la bréchification du mélange ophiolitique se ferait avant le dépôt des sédiments du Complexe de la Rivière Port-Daniel, probablement vers le début de l'Ordovicien inférieur (phase taconique 1).

Le Complexe de la Rivière Port-Daniel est surmonté, en discordance angulaire, par une séquence gréso-pélitique du Groupe de Mictaw. Sa déformation intense (clivage phacoïdal des shales à blocs) contraste avec le peu de déformation pénétrative observée dans le Groupe de Mictaw sus-jacent. Nous pensons donc à un épisode de déformation à l'Ordovicien inférieur pour les shales à blocs du Complexe de la Rivière Port-Daniel Nord (phase taconique 2).

Le Groupe de Mictaw montre deux phases de plissement superposées, avec un léger clivage de flux associé à chacune d'elles. La première phase a produit des plis déversés vers le sud-ouest, dont les charnières sont orientées NW-SE. Les roches siluriennes du Groupe de Chaleurs reposent en discordance sur ces plis déversés. Cette première phase date donc de l'Orogénèse taconique (phase taconique 3). Une deuxième phase de plissement a produit des plis droits et ouverts, de direction NE-SW. Elle se retrouve dans le Groupe de Mictaw et se prolonge dans le Groupe de Chaleurs. Cette deuxième phase date donc de l'Orogénèse acadienne.

CONCLUSIONS PRÉLIMINAIRES

Le Groupe de Maquereau s'est déposé sur le socle Grenvillien. Son milieu de déposition serait celui d'un rift initial à l'Hadrynien et/ou au Cambrien inférieur, avant l'ouverture de l'océan proto-atlantique.

Le Groupe de Mictaw comprend deux séquences gréso-pélitiques syn-orogéniques, provenant de l'érosion d'arcs volcaniques et de régions métamorphiques, pendant les compressions taconiques.

Les relations structurales montrent que l'Orogénèse taconique correspond dans cette région à une succession d'épisodes de déformation, du Cambrien supérieur à l'Ordovicien supérieur.

RÉFÉRENCES

AYRTON, W.G., 1967 - Région de Chandler - Port-Daniel. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-120.

BADGLEY, P.C., 1956 - Région de New-Carlisle. Ministère des Mines, Québec, RG-70.

BOURQUE, P.A. - LACHAMBRE, G., 1980 - Stratigraphie du Silurien et du Dévonien basal du sud de la Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ES-30.

CHOINIÈRE, J., 1981 - Atlas géochimique des sédiments de ruisseau, partie orientale de la Baie des Chaleurs. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-854.

DE BROUCKER, G., 1983 - Groupes de Mictaw et de Maquereau, région de Port-Daniel. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; Rapport intérimaire, sous presse.

DE BROUCKER, G., 1984 - Groupes de Mictaw et de Maquereau, région de Port-Daniel. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 84-09.

DIGHEM LTÉE., 1975 - Levé électromagnétique aérien, région de Newport. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP-313.

ST-JULIEN, P. - HUBERT, C., 1975 - Evolution of the Taconian orogen in the Quebec Appalachians. American Journal of Sciences, Special Publication 275-A.

L'ANTICLINORIUM D'AROOSTOOK - PERCÉ DE CARLETON A PERCÉ

par

Michel Malo[1], Jacques Béland[1]
Charles Gosselin[2] et Brian Skidmore[2]

INTRODUCTION

L'anticlinorium d'Aroostook - Percé est une structure majeure des Appalaches du nord qui s'étend au Québec de Percé à Matapédia puis, traversant le nord-ouest du Nouveau-Brunswick, se poursuit jusque dans le comté d'Aroostook dans l'état du Maine (fig. 1). Cet élément tectonique autrefois appelé anticlinorium d'Aroostook - Matapédia expose des roches d'âge Ordovicien supérieur à Silurien inférieur et est bordé par deux synclinoria de roches d'âge Siluro-Dévonien: le synclinorium de Gaspé - Connecticut Valley au nord et le synclinorium de Baie des Chaleurs au sud (fig. 2). Au Québec, les roches de l'anticlinorium comprennent deux groupes, celui d'Honorat et celui de Matapédia lequel est constitué, en ordre ascendant, des Formations de Pabos et de White Head.

L'anticlinorium est le résultat de deux phases de déformation (plis et failles) reliées à l'orogénèse acadienne.

---

1 - Université de Montréal
2 - Ministère de l'Énergie et des Ressources

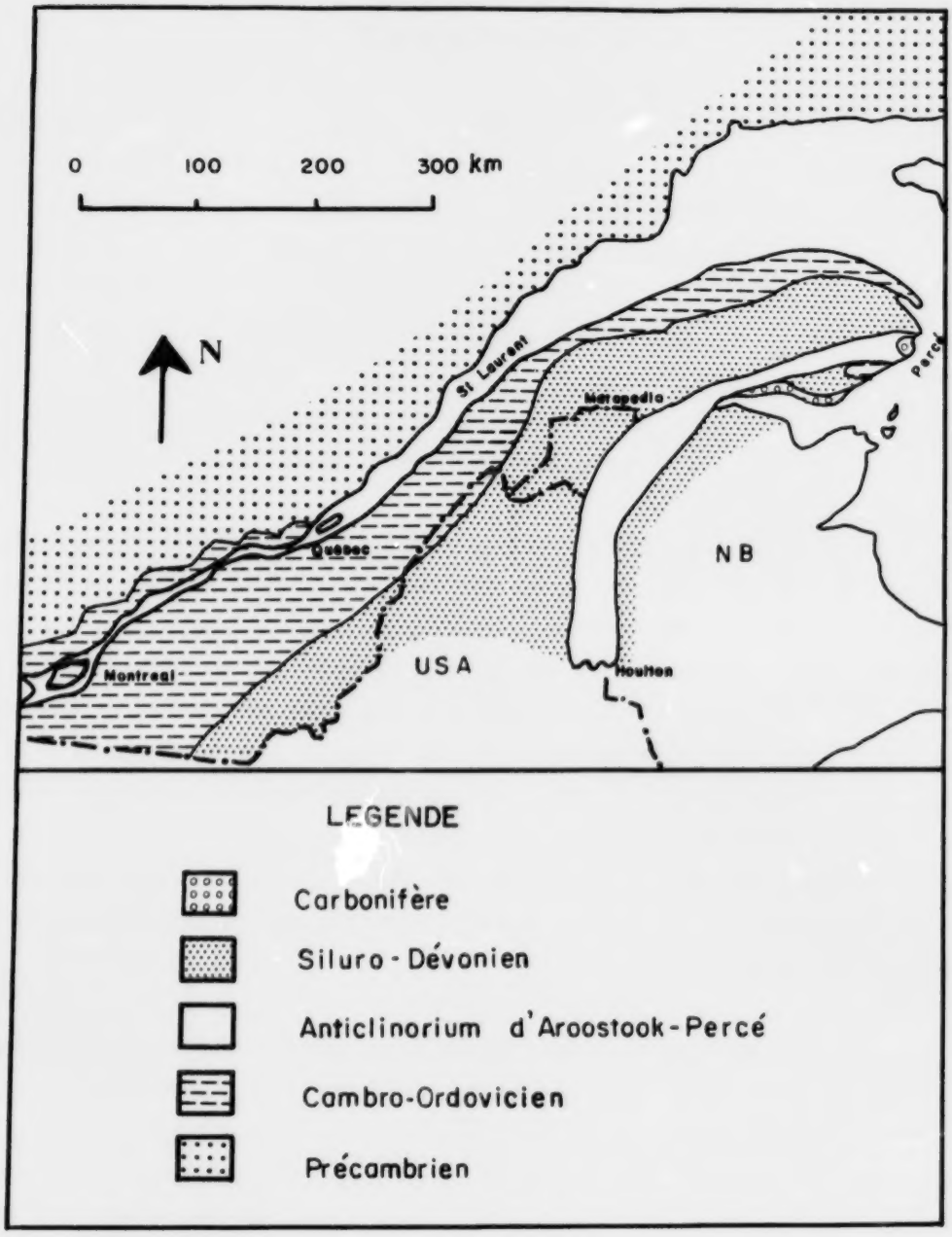


Figure 1: Localisation de l'anticlinorium d'Aroostook - Percé

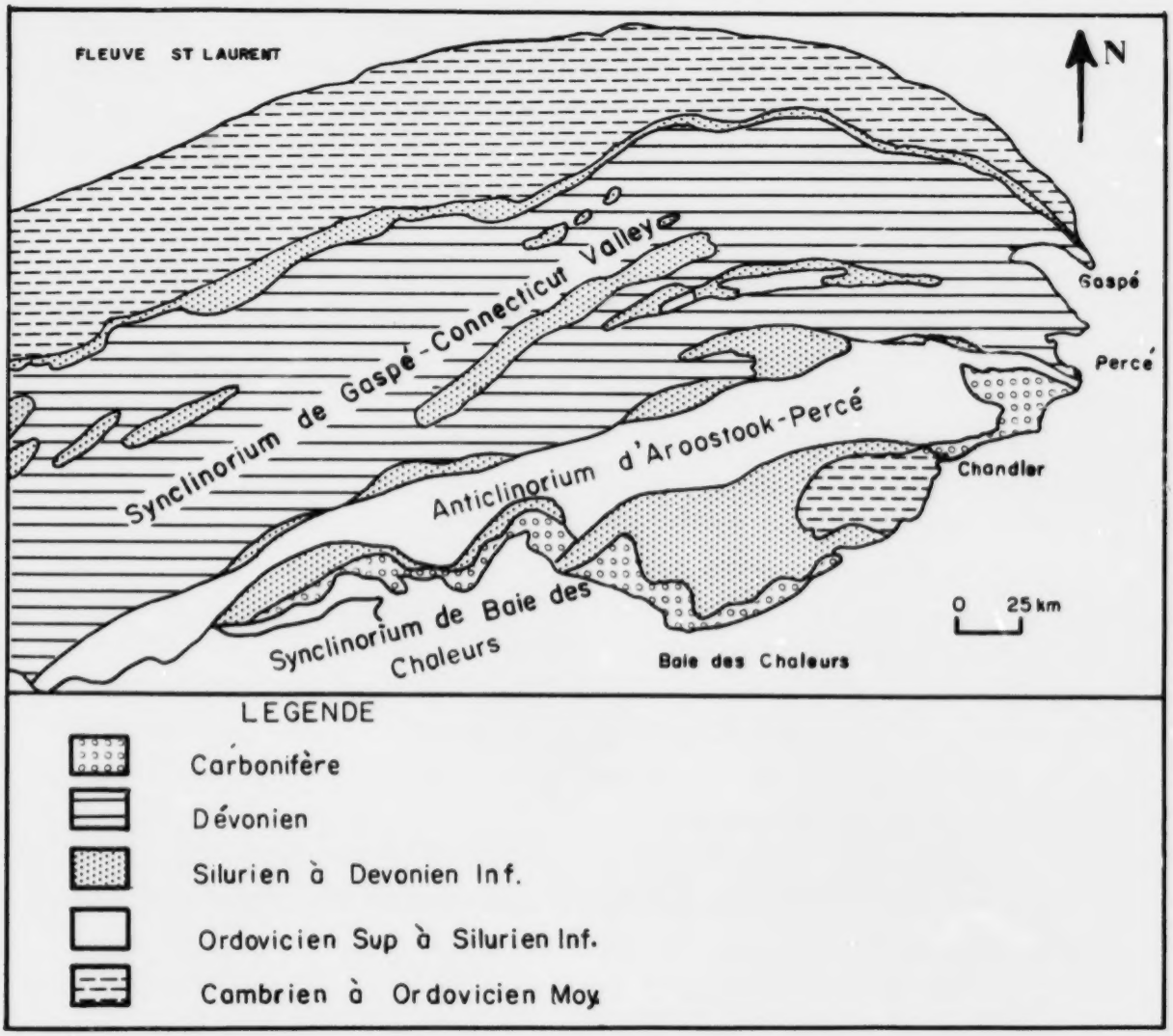


Figure 2: Principaux éléments tectono-sédimentaires de la Gaspésie

TRAVAUX ANTÉRIEURS

Il faut d'abord mentionner les travaux effectués dans la région de Percé par Clarke (1908), Schuchert et Cooper (1930), et Cooper et Kindle (1936) sur la Formation de White Head. Ces travaux portent principalement sur la paléontologie, mais Clarke (1908) avait aussi décrit pour la première fois la coupe-type de la Formation de White Head, au Cap Blanc, à Percé même.

En 1932, Crickmay décrit dans la vallée de la rivière Matapédia la coupe-type de la "série de Matapédia". C'est Alcock (1935) qui appele ces mêmes roches le Groupe de Matapédia et il reconnaît aussi que les roches de la vallée de la Matapédia doivent être équivalentes à celles de la Formation de White Head, à Percé. McGerrigle (1946) démontra que la partie nord-ouest de la coupe-type de la série originale de Crickmay appartenait au Groupe de Fortin du Dévonien.

A la même époque, Kindle (1936 et dans Alcock, 1935) décrit la Formation de Pabos, et il inclut dans cette formation toutes les roches ordoviciennes au nord de la zone silurienne de la baie des Chaleurs, de la rivière Petite Cascapédia jusqu'à la Grande Rivière. Il reconnaît aussi que la Formation de White Head se poursuit au nord-ouest de Percé dans la région de la rivière du Portage.

McGerrigle (1950) considérait que la Formation de Pabos était sous-jacente à la Formation de White Head, mais qu'il n'y avait pas de division nette entre les deux.

Skidmore (1965) divise les roches ordoviciennes des cantons d'Honorat et de Reboul en deux aires de part et d'autre d'une faille E-W: au nord, le Groupe de Matapédia et au sud, le Groupe d'Honorat qu'il définit

pour la première fois. Ayrton (1967) a reconnu la faille du Grand Pabos séparant l'anticinorium d'Aroostook - Percé du synclinorium de Baie des Chaleurs, et a postulé que c'est la même faille que celle de la région d'Honorat - Reboul. Dans la région cartographiée par Ayrton (1967), les roches ordoviciennes au nord immédiat de la faille du Grand Pabos sont attribuées au Groupe d'Honorat et sont séparées par une seconde faille de celles du Groupe de Matapédia situées plus au nord.

Lespérance (1968) reconnaît pour la première fois des faunes à Trilobites distinctes à l'Ordovicien et au Silurien dans la Formation de White Head à Percé.

Depuis une dizaine d'années, l'anticlinorium d'Aroostook - Percé a été le lieu de nombreux travaux sur différents aspects géologiques, tels que: cartographie, stratigraphie, géologie structurale, paléontologie et géologie économique. Le présent article est une synthèse des travaux sur l'anticlinorium d'Aroostook - Percé de Carleton à Percé où les différents auteurs ont eux-mêmes travaillé au cours des dernières années; ces idées ont fait l'objet de deux conférences lors du "Séminaire de recherche sur le Silurien et le Dévonien de Gaspésie" qui a eu lieu au département de géologie de l'Université Laval, le 29 mars 1984.

La géologie économique n'est pas ici abordée; nous avons préféré laisser aux responsables des travaux de nature économique le soin d'en faire la présentation. Nous pouvons quand même mentionner que la faille du Grand Pabos représente la cible la plus importante pour l'exploration minière dans notre secteur. Des minéralisations de cuivre, zinc, plomb, argent et or ont été mises à jour le long de cette faille.

STRATIGRAPHIE

L'anticlinorium d'Aroostook - Percé est donc constitué de deux groupes qui sont concordants: celui d'Honorat et celui de Matapédia dont l'âge va de la base de l'Ordovicien supérieur jusqu'au Silurien inférieur. La base du Groupe d'Honorat n'affleure pas mais nous avons pu observer que le Groupe de Matapédia passe au Groupe de Chaleurs sans discordance stratigraphique ou structurale.

Nous décrirons d'abord la lithologie des unités reconnues au sein de l'anticlinorium: Honorat, Pabos et White Head, puis nous discuterons de leur âge pour ensuite comparer la stratigraphie de quatre secteurs connus de l'anticlinorium pour fins de corrélations.

LE GROUPE D'HONORAT

Le Groupe d'Honorat est constitué des éléments suivants: claystone et mudstone foncé non calcareux à peu calcareux, siltstone et grès très fin, grès calcareux, grès moyen verdâtre, grès très grossier et conglomérat. Au sommet, les mudstones gris foncés calcareux passent aux mudstones calcareux brun pâle de la Formation de Pabos du Groupe de Matapédia.

Les grès verdâtres se retrouvent dans la partie inférieure du groupe et en constituent la majeure partie. Ils sont moyens à grossiers et se présentent en bancs épais avec des interlits de claystone et de tuf. Ce sont des wackes lithiques, mal triés. Les claystones sont noirs à vert olive, parfois rouillés en altération. Les tufs, gris foncé à noir, sont à grain fin. On y retrouve en abondance un verre volcanique. Une zone de près de 50 mètres d'épaisseur de claystones rouges et verts est intercalée dans les grès.

Les pélites, claystone et mudstone, constituent la majeure partie de la sédimentation dans la partie supérieure du groupe. Les claystones sont gris foncé à noir en cassure fraîche et parfois rouillés en altération. Ils passent vers le sommet à des mudstones gris foncé en cassure fraîche et gris verdâtre en altération. Au sein de ces pélites, on retrouve les différents types de grès et quelques zones conglomératiques. Les grès sont en lits de 2 à 10 cm, de couleur brun pâle en altération et gris clair en cassure fraîche. Ils présentent des laminations parallèles et obliques et sont parfois granoclassés. Ils deviennent calcareux vers le sommet. On note aussi des lits de calcaires silteux dolomitiques, brun orangé, épais de 5 à 10 cm.

LA FORMATION DE PABOS

La Formation de Pabos avait d'abord été définie par Kindle (1936, carte A) dans les parties sud des rivières du Petit Pabos et de la Grande Rivière. Malo (1984) a proposé une coupe-type sur la Grande Rivière Ouest où il est possible d'observer les contacts du Pabos avec l'Honorat sous-jacent et le White Head sus-jacent.

La partie inférieure de l'unité est une succession monotone de mudstone et siltstone calcareux. Le contact inférieur est graduel mais assez rapide entre les mudstones calcareux brun chamois du Pabos et les mudstones foncés non calcareux de l'Honorat. On retrouve souvent des glissements synsédimentaires dans cette partie de la formation.

La partie supérieure contient beaucoup plus de variétés lithologiques. Elle comprend surtout des calcaires argileux, des calcaires silteux et des mudstones calcareux. Au sein de ces roches à grains fins, on retrouve aussi des grès calcareux, des conglomérats pétromictiques, des

calcarénites gréseuses et, vers le sommet, des calcilutites. Les grès calcareux sont gris pâle et en lits de 10 à 30 cm. On les retrouve à plusieurs niveaux stratigraphiques. Plusieurs structures sédimentaires peuvent y être observées: granoclassement, laminations parallèles et obliques, structures de base de banc et laminations en volutes. Les conglomérats sont constitués de clastes provenant du bassin même de sédimentation et en plus de fragments exotiques. Ils se présentent souvent comme remplissage de chenaux. Les fragments exotiques comprennent des schistes à séricite très déformés, des schistes à chlorite, des grès grossiers et des grès fins montrant une schistosité bien marquée.

Le contact supérieur de la Formation de Pabos avec la Formation de White Head est graduel. Nous situons le début du White Head au niveau où les lits de calcilutite représentent plus de 50% de la roche.

LA FORMATION DE WHITE HEAD

La Formation de White Head a été d'abord définie par Clarke (1908) à une coupe-type située au Cap Blanc, à Percé. Bourque (1977) et Skidmore (1978, Skidmore et Lespérance, 1981) divisent la formation en unités informelles. Skidmore et al (en préparation) attribuent la partie inférieure de la formation, où les lits de calcaire ne sont pas dominants, à la Formation de Pabos.

Étant donné cette nouvelle définition, la Formation de White Head, à sa coupe-type, comprend à la base une unité de calcilutite suivie d'une unité de mudstone, puis d'une autre unité de calcilutite. Les calcilutites gris-bleu sont en lits de 5 à 15 cm alternant avec des interlits de mudshale brun de 1 à 2 cm. On retrouve des calcarénites au sein des unités de calcilutites.

La cartographie de la région a montré qu'il existe des zones de mudstone au sein de la deuxième unité de calcilutite et qu'une unité de calcaire argileux et silteux et de conglomérats calcaires surmonte cette dernière.

La Formation de White Head est en contact concordant avec le Groupe de Chaleurs au nord comme au sud de l'anticlinorium d'Aroostook - Percé. Les formations du Chaleurs qui reposent immédiatement sur le White Head sont celle de Burnt Jam Brook au nord et celle de Clemville au sud.

AGE DES UNITÉS

Les collections fossilifères donnant les âges les plus vieux proviennent du Groupe d'Honorat dans la région de New-Richmond. Bourque et Lachambre (1980) ont rapporté des Brachiopodes d'âge Caradocien et Riva (1981) des Graptolites de la Zone à Climacograptus spiniferus. Cette dernière zone représente la partie supérieure de l'Ordovicien moyen (Riva, 1974). Dans la région de Chandler, Riva (com. pers., 1979) a identifié au sein de l'Honorat une faune graptolitique caractéristique des Zones à Climacograptus pygmaeus et Paraclimacograptus manitoulinensis du début de l'Ordovicien supérieur (Riva, 1974).

La Formation de Pabos au nord de la faille du Grand Pabos dans la région-type est d'âge Ashgillien (Malo, 1984). La Formation de White Head dans sa région-type est d'âge Ashgillien à Llandoverien (Lespérance, 1968). La première unité de calcilutite est Ashgillien; l'unité de mudstone au-dessus contient des faunes d'âge Hirnantien, de la fin de l'Ordovicien. La deuxième unité de calcilutite est d'âge Llandoverien du Silurien et les calcaires argileux et silteux sont aussi d'âge Llandoverien. Le début de la deuxième unité de calcilutite est généralement considéré comme le début du

Silurien quoique la partie inférieure de l'unité ne contienne pas de fossiles et les premières collections utiles ne se retrouvent que dans la partie supérieure (Lespérance, com. pers., 1984; Nowlan, 1981).

Au sud de la faille du Grand Pabos, le Pabos est d'âge Ashgillien et s'élève jusqu'à l'Hirnantien. En effet, le Pabos se termine par un mudstone verdâtre contenant des faunes hirnantiennes. Ce mudstone est corrélatif avec celui de l'unité de mudstone du White Head au nord de la faille tant au point de vue lithostratigrahique que chronostratigraphique. Une unité de calcilutite surmonte le mudstone et il représente la première unité de calcaire dans la séquence au sud de la faille du Grand Pabos. Ces calcilutites par le fait même représentent le début de la Formation de White Head qui est donc restreinte au Silurien au sud de la faille.

CORRÉLATIONS (fig. 3)

Les corrélations sont basées sur la division tripartite: Honorat, Pabos et White Head. Le mudstone contenant des faunes d'âge Hirnantien représentant le sommet de l'Ordovicien nous servira de référence pour les corrélations. Nous l'appelerons désormais le mudstone hirnantien.

Nord de la faille du Grand Pabos - régions de Percé et de Chandler

Dans la région de Percé, la séquence stratigraphique repose en discordance sur la Formation de Murphy Creek d'âge Cambrien et débute par la Formation de Pabos suivie de celle de White Head. Le White Head comprend une première unité de calcilutite, puis le mudstone hirnantien suivi d'une deuxième unité de calcilutite qui est surmonté d'une unité de calcaire argileux et silteux.

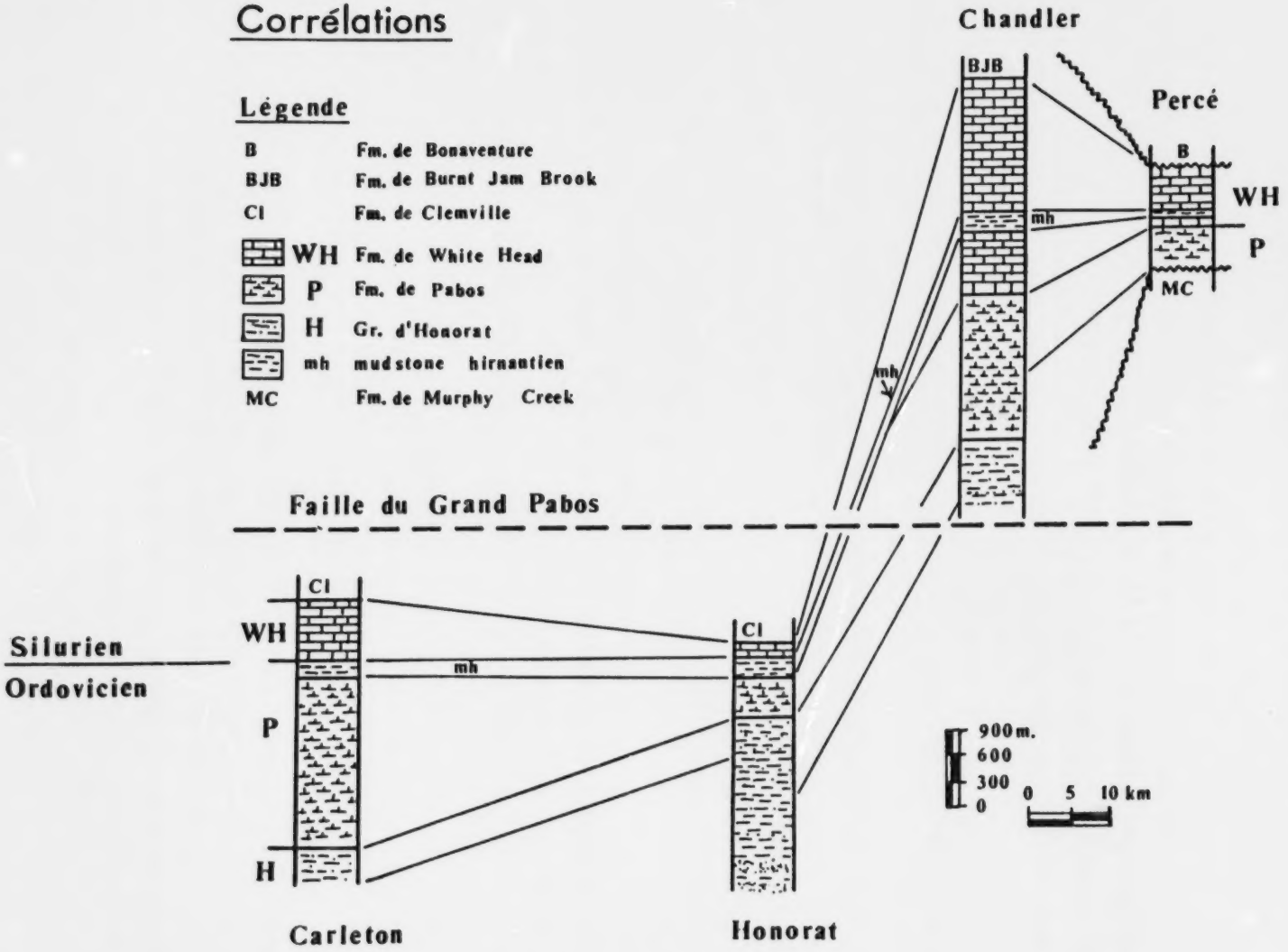


Figure 3: Corrélations

Dans la région de Chandler, la séquence est complète. Elle débute avec le Groupe d'Honorat suivi des Formations de Pabos et de White Head. Le White Head contient une première unité de calcilutite, le mudstone hirnantien, la deuxième unité de calcilutite et l'unité de calcaire argileux.

Le Pabos de Percé correspond à la partie supérieure du Pabos de type et les unités du White Head sont directement corrélatives.

Sud de la faille du Grand Pabos - régions de Carleton et d'Honorat

Dans la région de Carleton, l'Honorat constitue la première unité, suivie par le Pabos. Ce dernier se termine par le mudstone hirnantien surmonté du White Head, constitué de deux unités de calcilutite séparées par une unité de mudstone calcareux.

Dans la région d'Honorat, la séquence débute par l'Honorat et continue avec le Pabos. Le Pabos se termine par le mudstone hirnantien surmonté du White Head ne comprenant qu'une seule unité de calcilutite.

Le Pabos est plus épais dans la région de Carleton que dans celle d'Honorat; la partie inférieure de l'Honorat de la région d'Honorat n'a pas son équivalent dans la région de Carleton.

Corrélations entre les séquences au nord et au sud de la faille Grand Pabos

Dans les deux secteurs, les trois grandes divisions stratigraphiques que sont l'Honorat, le Pabos et le White Head se superposent sans discordance.

La grande différence des deux séquences se situe au niveau de la Formation de White Head qui ne comprend pas d'unité de calcilutite ordovicienne au sud de la faille. Dans ce secteur, les premières calcilutites du White Head sont siluriennes. Elles reposent cependant sur des mudstones hirnantiens mais ces derniers appartiennent à la Formation de Pabos puisque par définition, le White Head requiert une teneur d'au moins 50% de calcilutite et ces calcilutites sont ici siluriennes.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

L'anticlinorium d'Aroostook - Percé montre, en général, des plis ouverts de direction générale NE-SW. Les plis sont toutefois serrés en bordure des grandes zones de failles dont les principales sont les zones de failles du Grand Pabos et de la Grande Rivière. Ces failles sont des structures importantes qui limitent en partie l'anticlinorium. La zone de failles de la Grande Rivière au NE correspond à peu près à la limite entre l'anticlinorium et le synclinorium de Gaspé - Connecticut Valley. La zone de failles du Grand Pabos, qui traverse l'anticlinorium d'est en ouest, devient au SE la limite avec le synclinorium de Baie des Chaleurs et à l'W correspond approximativement à la limite avec le synclinorium de Gaspé - Connecticut Valley.

LES PLIS

L'anticlinorium montre de façon générale deux phases de plissement (Théberge, 1979; Vennat, 1979; Malo, 1984). Les plis de première phase P_1 sont de grandes ondulations de direction NW-SE et sans clivage associé. Les plis de deuxième phase P_2 sont de direction NE-SW avec un double plongement vers le NE et le SW. Ce double plongement provient vraisemblablement de la superposition de P_2 sur P_1. La phase P_2 est la phase la plus marquée dans l'ensemble de l'anticlinorium et définit le grain tectonique régional NE-SW.

Le centre de la région de Chandler illustre bien cette tectonique superposée en dômes et bassins. La culmination résultant d'un axe anticlinal majeur P_1 et d'axes anticlinaux P_2 fait apparaître les roches les plus vieilles du Groupe d'Honorat entourées de la Formation de Pabos (figure 4). A l'ouest de ce dôme, on retrouve les roches de la Formation de White Head disposées en un bassin synclinorial entouré des roches plus vieilles du Pabos. La dépression causée par un axe synclinal majeur P_1 et des axes synclinaux P_2 cause ce bassin. De façon générale le sens du plongement des plis P_2 change lorsqu'on traverse un axe majeur de plis P_1 (figure 4).

Un clivage S_2 sub-vertical se manifeste dans tout l'anticlinorium. Il parallélise le grain tectonique régional NE-SW. Sa direction varie de N30 à N80. Il est synchrone aux plis P_2 mais non coplanaire avec les plans axiaux Pax_2 (Vennat, 1979; Malo, 1984). Ces plis P_2 rappellent les "transected folds" décrits par d'autres auteurs.

Un clivage de crénulation S_3 déforme localement S_2 sans toutefois être associé à des plis majeurs.

LES FAILLES

Les zones de failles du Grand Pabos et de la Grande Rivière sont des zones de failles majeures de décrochement de direction E-W. On reconnaît aussi d'autres zones de failles de même direction ainsi que des zones de failles secondaires dextres et senestres qui sont considérées comme des riedels synthétiques et antithétiques des zones de failles principales E-W. Aux zones de failles principales est associé un système de failles conjuguées: dextres de direction WNW-ESE et senestres de direction NE-SW. Le clivage S_2 et les plis subissent une rotation vers la direction E-W dans les zones bordières des failles (Malo, 1984).

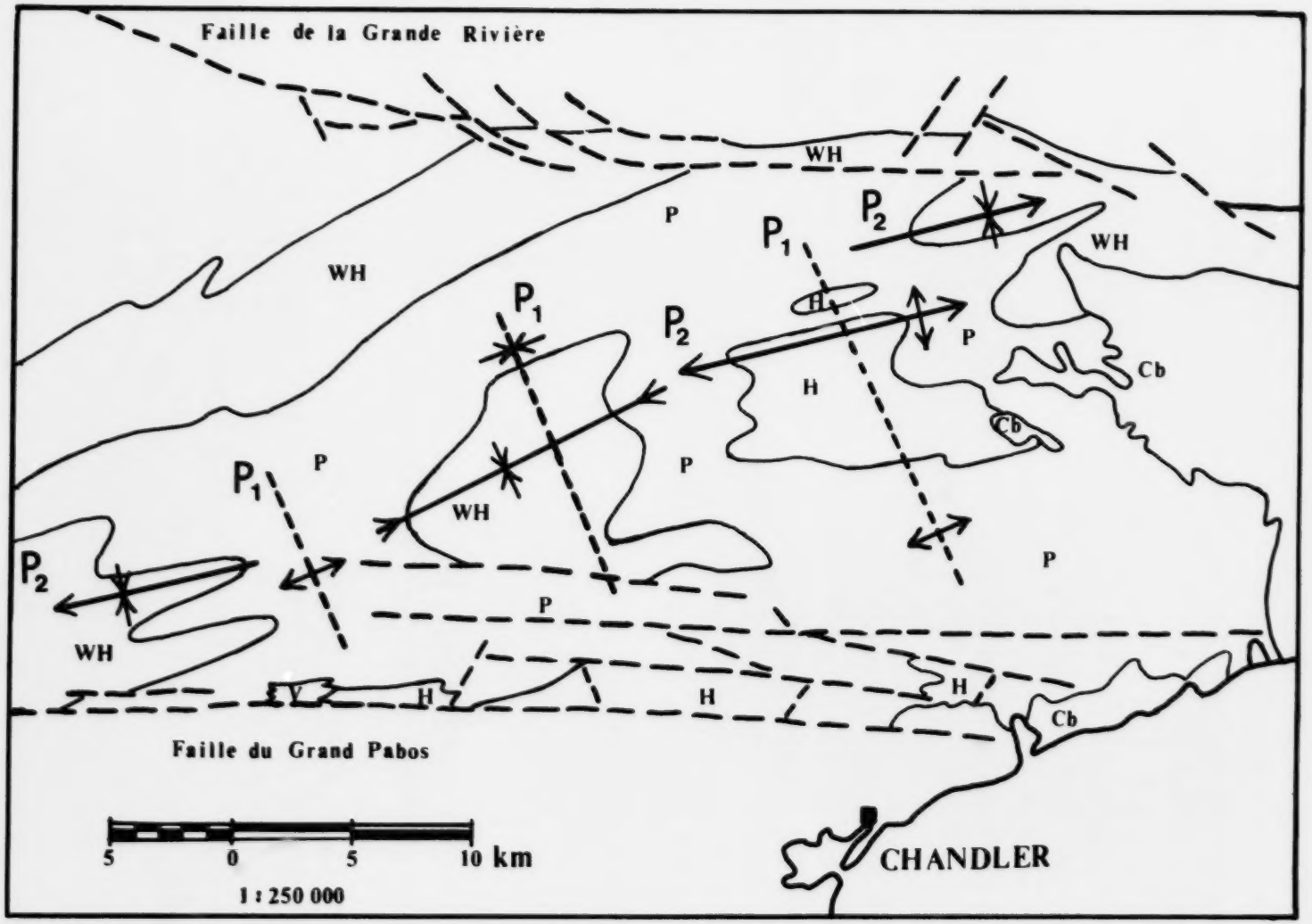


Figure 4

Légende:

Cb: carbonifère
WH: White Head
P : Pabos
H : Honorat
V : volcanites de Raudin

- - - - : zones de failles
_____ : axes de plis P_2
------ : axes de plis P_1

Parmi les failles qui découpent l'anticlinorium, la plus importante est sans contredit celle du Grand Pabos qui traverse tout l'édifice d'est en ouest et sépare deux bassins sédimentaires très différents. Au sud de la faille, la sédimentation calcaire du White Head ne débute qu'au Silurien et n'est pas très importante (150 mètres) tandis qu'au nord de la faille, cette sédimentation calcaire du White Head a débuté à l'Ashgillien (Ordovicien supérieur). La répartition des unités lithologiques (Honorat) de part et d'autre de la faille indique en outre un déplacement dextre minimum estimé à quelques 25 kilomètres. Il n'est pas impossible qu'il y ait eu un déplacement beaucoup plus important le long de cette faille.

Enfin les éléments structuraux reliés aux zones de failles et les plis P_2 obliques à ces zones de failles sont compatibles avec une déformation induite par des décrochements majeurs dextres le long de ces zones de failles. La déformation principale P_2 pourrait en être une de coulissage à la façon des modèles de "wrench tectonics" reconnus dans d'autres orogènes ou segments orogéniques.

RÉFÉRENCES

ALCOCK, F.J., 1935 - Géologie de la région de la Baie des Chaleurs. Commission Géologique du Canada, Mémoire 183, 165 pp.

AYRTON, W.G., 1967 - Région de Chandler - Port-Daniel, Comtés de Bonaventure et de Gaspé Sud. Min. Rich. Nat. Du Québec, RG 120, 98 pp.

BOURQUE, P.A., 1977 - Le Silurien et le Dévonien Basal du Nord-Est de la Gaspésie. Min. Rich. Nat. du Québec, ES 29, 232 pp.

BOURQUE, P.A., 1981 - Gaspé Peninsula, Introduction. Subcommission on Silurian Stratigraphy, Ordovician - Silurian Boundary Working Group. Field Meeting, Anticosti - Gaspé, Québec, 1981, vol. I: Guidebook, pp. 27-29, P.J. Lespérance, éd.

BOURQUE, P.A. et LACHAMBRE, G., 1980 - Le Silurien et le Dévonien Basal du sud de la Gaspésie. Min. Rich. Nat. du Québec, ES 30, 122 pp.

CLARKE, J.M., 1908 - Early Devonic history of New York and Eastern North America. New York State Museum of Natural History Memoir 9.

COOPER, G.A. et KINDLE, C.H., 1936 - New Brachiopods and Trilobites from the Upper Ordovician of Percé, Québec. Journal of Paleontology, vol. 10, mo. 5, pp. 348-372.

CRICKMAY, G.W., 1930 - Structure and stratigraphy of Matapedia valley. Bull. G.S.A., vol. 41, pp. 116-117.

KINDLE, C.H., 1936. A geologic map of southeastern Gaspé. The eastern geologist, no. 1, 7 pp.

LESPÉRANCE, P.J., 1968. Ordovician and Silurian Trilobite faunas of the White Head Formation, Percé region, Québec. Journ. of Pal., vol. 143, no. 3, pp. 811-826.

MALO, M., 1984 - L'anticlinorium d'Aroostook - Percé au nord de Chandler et de Grande Rivière, comté de Gaspé-Sud. Rapport final, sous presse.

McGERRIGLE, H.W., 1946 - A revision of the Gaspé Devonian. Trans. Royal Soc. Canada, 3e série, Sec. IV, Vol. XL, pp. 41-54.

McGERRIGLE, H.W., 1950 - La géologie de l'est de Gaspé. Min. Rich. Nat. du Québec, RG 35, 168 pp.

NOWLAN, G.S., 1981 - Late Ordovician - Early Silurian conodont biostratigraphy of the Gaspé Peninsula - a preliminary report. Subcommission on Silurian Stratigraphy, Ordovician - Silurian Boundary Working Group. Field Meeting, Anticosti - Gaspé, Québec, vol. II: Stratigraphy and Paleontology, pp. 257-291, P.J. Lespérance, éd.

SCHUCHERT, C. et COOPER, G.A., 1930 - Upper Ordovician and Lower Devonian stratigraphy and paleontology of Percé, Québec. Am. Journ. of Science, 5th ser., vol. 20, pp. 161-176.

SKIDMORE, W.B., 1965 - Région d'Honorat - Reboul, comté de Bonaventure. Min. Rich. Nat. du Québec, RG 107, 30 pp.

SKIDMORE, W.B., 1978 - Formation de White Head, Comté de Gaspé dans Travaux sur le terrain 1978. Min. Rich. Nat. du Québec, DPV-603, p. 29.

SKIDMORE, W.B., LESPÉRANCE, P.J., 1981 - Gaspé Peninsula, Percé area. Subcommission on Silurian Stratigraphy, Ordovician - Silurian Boundary Working Group. Field Meeting, Anticosti - Gaspé, 1981, vol. I: Guidebook, pp. 31-40, P.J. Lespérance, éd.

SKIDMORE, W.B., LESPÉRANCE, P.J., MALO, M. ET SHEEHAN, P.M., en préparation. Révision stratigraphique de la région de Percé.

THÉBERGE, R., 1979 - Étude tectono-stratigraphique des roches ordoviciennes et siluriennes de l'anticlinorium d'Aroostook - Percé à Matapédia. Université de Montréal, Mémoire de M.Sc.

VENNAT, G., 1979 -Structure et stratigraphie de l'anticlinorium d'Aroostook-Percé dans la région de St-Omer - Carleton, Gaspésie, Appalaches du Québec. Université de Montréal, Mémoire de M.Sc.

MÉTALLOGÉNIE DU DOME DE LEMIEUX

par

Kirk Stevens
(Université McGill)

INTRODUCTION

Le Dôme de Lemieux est situé dans la partie centre-nord de la Gaspésie, à environ 60 km au sud-est de Ste-Anne-des-Monts. D'une superficie d'environ 100 km^2, les roches sédimentaires et volcaniques siluro-dévoniennes ont été plissées en forme de dôme et recoupées par plusieurs phases de roches ignées. Des solutions hydrothermales ont altéré les roches ignées et sédimentaires avec une intensité variable et ont créé dans les sédiments fracturés un réseau étendu de veines minéralisées en Zn, Pb et Cu. Les veines de Zn-Pb se retrouvent dans la partie centre-sud tandis que les veines de Cu apparemment dans la partie nord du dôme.

Depuis 1910 le Dôme de Lemieux a attiré l'intérêt des compagnies minières et des prospecteurs. Avant 1960 le but principal de l'exploration était de découvrir des veines riches en Zn-Pb situées près de la surface. La veine la plus riche découverte par ces efforts est devenue la Mine Fédérale. Cette dernière a été exploitée de 1915 à 1921 par la "Federal Zinc and Lead Co.". Selon Alcock (1921), la teneur du minerai était d'environ 10% en Zn-Pb. Aucun renseignement concernant le nombre de tonnes produites n'est disponible. Depuis les années soixantes, les compagnies ont également exploré pour des gisements stratiformes de cuivre dans les horizons sédimentaires métamorphisés, comme ceux de Mines Gaspé à Murdochville. Des sédiments métamorphisés à un grade élevé ont été rencontrés assez souvent dans les forages profonds (plus de 1 000'), mais leur teneur en cuive est faible.

Le but de ce travail est de présenter un modèle génétique du système métallifère du Dôme de Lemieux, c'est-à-dire une reconstruction de la séquence emplacement des roches intrusives, altération, minéralisation des roches sédimentaires et intrusives. Le modèle est surtout basé sur une comparaison des patrons de zonalité des métaux économiques avec les patrons des roches altérées du centre jusqu'en périphérie du système hydrothermal du dôme. L'auteur s'est servi de la lithogéochimie des roches altérées ainsi que de la géothermométrie des inclusions fluides pour localiser les centres hydrothermaux et déterminer les patrons d'intensité de métasomatisme des roches. L'intensité et la distribution spatiale de la minéralisation économique ont été cartographiées et un échantillonage systématique des veines et des roches altérées a été réalisé.

L'auteur présente ici les résultats les plus intéressants et immédiatement utilisables par les compagnies minières.

RÉSUMÉ DE LA GÉOLOGIE DU DOME DE LEMIEUX

Les roches sédimentaires comprennent les couches supérieures de la Formation de St-Léon, les Formations de Cap Bon Ami, Grande Grève et York Lake, et les couches inférieures de la Formation de York River. Toutes ces roches ont subi une déformation en forme de dôme, dont la structure intérieure est dominée par des plis ouintés de préférence nord-sud. Les veines et les intrusifs sont en grande partie localisés dans les charnières de ces plis. Les intrusifs consistent en gabbros et rhyolites porphyriques: et les derniers recoupent les premiers. L'altération hydrothermale a affecté les roches sédimentaires et intrusives avec une intensité variable. l'altération est fréquemment développée aux alentours des intrusions, veines, failles et fractures. Les veines ont des dimensions très variables: jusqu'à 800 m de longueur, 10 m de largeur et 150 m de profondeur. Elles sont composées surtout de quartz et de dolomie avec des quantités variables de sphalérite, galène, pyrite, hématite et chalcopyrite. Les veines de la

partie centre nord du dôme contiennent du quartz, de l'hémalite, de la pyrite, et de la chalcopyrite tandis que dans la partie périphérique sud, elles contiennent du quartz, de la dolomie, de la sphalérite, de la galène, de la pyrite et de la chalcopyrite en quantités variables.

GÉOCHIMIE DES ROCHES ET DES VEINES

L'auteur a échantillonné les roches fraîches et altérées (sédimentaires et intrusives) pour analyser les éléments majeurs et déterminer si les solutions hydrothermales ont modifié la chimie des roches hôtes. Le but principal est de déterminer si les variations dans la quantité de certains éléments suivent des patrons qui indiqueraient soit des centres de métasomatisme soit un métasomatisme contemporain avec, ou relié à la minéralisation économique. Beaucoup de ces roches altérées ont également été analysées pour les éléments économiques (Cu, Zn, Pb, Ag, Au, Mo). Les veines étaient analysées uniquement pour les éléments économiques.

RÉSULTATS GÉOCHIMIQUES

Nos résultats indiquent que la chimie des roches altérées peut être différente, à divers degrés, ou être identique à celle des roches non-altérées. Les variations spatiales de la chimie des roches altérées forment des patrons de zonalité bien définis. Les roches dont la chimie a été la plus affectée se retrouvent en général près du centre du dôme. Le degré de modification de leur chimie diminue graduellement vers la périphérie du dôme. Notre interprétation de ces données est la suivante: les roches altérées au centre du dôme ont été métasomatisées par les solutions hydrothermales tandis que celles en périphérie ont été simplement métamorphisées par la chaleur des solutions. La partie de ce travail ayant la plus grande importance est résumée ci-dessous.

Les deux centres de métasomatisme en fer qui ont été délimités semblent être génétiquement reliés à la formation des veines minéralisées. Les centres ont chacun une direction nord-sud, une longueur d'environ 5 km et une largeur atteignant 1 km. Chacun coincide avec la charnière d'un pli majeur nord-sud, l'un, sur le côté est et l'autre sur le côté ouest du dôme. Ces plis se retrouvent en direction du centre du dôme (mais non en son centre).

Le métasomatisme en fer est localisé aux alentours des veines et de certaines intrusions, failles et autres fractures. Il se manifeste par la pyritisation, l'hématitisation, la chloritisation et pafois la magnétitisation.

Les centres de métasomatisme sont définis par des régions où de 7 à 23% de Fe_2O_3 ont été ajoutés aux roches altérées. Précisons que cet apport en fer peut se retrouver sur les parois des veines ou dans d'autres zones de roches altérées, éloignées des veines. Les veines ayant une minéralogie de quartz - hématite - pyrite - chalcopyrite se retrouvent seulement dans ces régions. Pour les régions adjacentes et entourant les centres de métasomatisme les veines contiennent du quartz - dolomie - sphalérite - galène - pyrite $\pm$ chalcopyrite. Leurs parois et les autres roches altérées ont subi des additions de 2 à 7% de Fe_2O_3. Dans les régions éloignées des centres de métasomatisme, les veines contiennent de la dolomie - sphalérite - galène - pyrite - quartz. Leurs parois et les autres roches altérées ont subi des additions de 0 à 2% de Fe_2O_3.

On peut donc relier spatialement, à l'échelle régionale et locale, le métasomatisme intense en fer avec les veines de quartz - hématite - pyrite - chalcopyrite, le métasomatisme moyen avec les veines de quartz - dolomie - sphalérite - galène - pyrite $\pm$ chalcopyrite et le métasomatisme faible en fer avec des veines de dolomie - sphalérite - galène - pyrite $\pm$ quartz. Ceci suggère très fortement que le métasomatisme en fer a accompagné ou était relié génétiquement à la formation des veines minéralisées. On a ainsi un outil ou un guide pour l'exploration des veines minéralisées.

Les zones des roches les plus fortement pyritisées ou hematitisées contiennent le plus grand potentiel pour les veines de Cu, tandis que les régions où les roches sont altérées en cornéenne mais ne montrent aucun signe de métasomatisme en fer sont les plus attirantes pour l'exploration du Zn et Pb.

Les veines de quartz - hématite - py - cpy contiennent typiquement entre 0.1 à 0.4% de Cu, tandis que les quantités de Zn et Pb sont inférieures à 300 ppm. Les valeurs en Ag sont habituellement faibles mais elles peuvent monter jusqu'à 1.0-1.5 gm/T. Les veines de quartz - dolomie - sphalérite - galène - pyrite - chalcopyrite situées dans les régions adjacentes aux centres métasomatiques contiennent typiquement 0.1 à 0.3% de Cu, 0.2 à 2.0% de Zn, 0.1 à 0.2% de Pb et 2 à 3 gm/T d'Ag. Dans les veines les plus éloignées des centres de métasomatisme en fer, les valeurs sont typiquement 3 à 4% de Zn, 1% de Pb, quelques centaines de ppm de Cu et de 4 à 15 gm/T d'Ag. De nombreuses roches sédimentaires métasomatisées en fer ont également été analysées pour des éléments économiques. Il y a une corrélation positive entre les valeurs de Fe_2O_3 et de Cu, jusqu'à un maximum de 15% de Fe_2O_3 et 0 à 2% Cu. Les roches contenant plus de 15% Fe_2O_3 ne sont pas rares mais on ne les a pas analysées pour le cuivre. Aucune corrélation évidente n'existe entre les valeurs de Fe_2O_3 et celles des autres éléments économiques dans les sédiments métasomatisés. Cependant le Zn, le Pb et l'Ag se retrouvent assez souvent dans ces derniers, avec les quantités maximum suivantes: Zn et Pb jusqu'à 0.1% et Ag jusqu'à 2 à 3 gm/T.

En conclusion, on peut dire que le meilleur potentiel en cuivre appartient à la partie centre-nord du dôme, là où le métasomatisme en fer est le plus élevé et le plus abondant. Quelques uns de ces endroits ont déjà été forés par les compagnies minières. Les valeurs moyennes maximales en Cu provenant de ces sondages sont semblables à ce que l'auteur a trouvé en surface, - i.e. 0.1 à 0.2% de Cu. Cependant, il reste de grands volumes de ces roches qui n'ont pas encore été forés. Il est donc possible qu'une concentration économique de Cu existe sur le dôme.

Le meilleur potentiel pour le Zn-Pb-Ag existe dans les parties périphériques du sud, là où il existe de grandes étendues de sédiments altérés en cornéenne mais n'ayant subi qu'un très faible métasomatisme en fer. Mentionnons aussi que la région au sud du dôme, recouverte par les volcaniques de York River, n'a jamais été cartographiée ni explorée avec des relevés géochimiques ou géophysiques. En ce qui concerne les valeurs élevées en Zn, Pb et Ag dans les veines et sédiments altérés, la région la plus intéressante se situe dans la partie périphérique du sud du dôme. Cependant, la région plus au sud devrait également être explorée pour ces métaux.

GÉOTHERMOMÉTRIE DES INCLUSIONS FLUIDES

Les températures d'homogénisation des inclusions fluides ont été étudiées dans les échantillons de quartz provenant de la plupart des veines ainsi que dans les échantillons de roche altérée.

Les buts principaux du relevé de géothermométrie sont de délimiter des centres thermiques et de déterminer s'ils correspondent spatialement avec les centres métasomatiques trouvés par lithogéochimie.

RÉSULTATS DE LA GÉOTHERMOMÉTRIE

Les températures d'homogénisation mesurées varient entre 50° et 470°C. Les valeurs maximum et minimum ont été mesurées pour la plupart des sites d'échantillonage. Cependant, la proporcion des inclusions fluides ayant une température d'homogénisation supérieure à une valeur de référence donnée, peut varier beaucoup entre deux endroits.

Deux centres majeurs de chaleur ont été découverts. Ils sont définis par des endroits où plus de 35% des inclusions fluides ont des températures d'homogénisation supérieures à 250°C. Cette proportion diminue de façon bien définie, jusqu'à 0 à 5% à certains endroits, en s'éloignant

des centres de chaleur. Mentionnons qu'il est normal de trouver une certaine proportion des températures d'homogénisation relativement basses dans les centres de chaleur. Vers la fin de la vie du système hydrothermal, les fluides météoriques refroidissants auraient pénétré jusqu'à son centre.

On retrouve ces centres de chaleur, l'un sur le côté est et l'autre sur le côté ouest du dôme. Spatialement, les centres thermiques coincident presque exactement avec les centres ferrifères décrits dans la section précédente. Dans les régions adjacentes où le métasomatisme en fer descend à 2 à 7%, la proportion des inclusions fluides avec une température d'homogénisation supérieure à 250°C descend aussi jusqu'à 15 à 30%. Dans les régions où les roches altérées ont moins subi le métasomatisme en fer (0 à 2% ajouté), 0 à 15% des inclusions fluides dans les veines et roches altérées ont des températures d'homogénisation supérieures à 250°C. Ces observations suggèrent très fortement que les zones de métasomatisme intense en fer et les veines de quartz - hématite - pyrite - chalcopyrite ont été formées à des températures plus élevées que les zones de métasomatisme faible en fer et les veines de quartz - dolomie - sphalérite - galène - pyrite $\pm$ chalcopyrite.

Cette conclusion est très importante en ce qui concerne l'exploration pour les gisements de cuivre disséminés dans les horizons sédimentaires métamorphisés. Elle implique que les solutions minéralisantes auraient eu la plus grande possibilité de métamorphiser les roches encaissantes en haut grade dans les centres ferrifères. Cette hypothèse a déjà été vérifiée dans le sondage 204 de Norex Ltée., à l'automne 1981. En forant le centre ferrifère thermique est, on a rencontré un horizon d'une épaisseur de 35 m où les sédiments ont été métamorphisés en diopside-andradite, et minéralisés avec 4 à 5% de pyrite. Pour les autres forages dans les centres ferrifères thermiques, on rapporte aussi dans les journaux de sondage des roches semblables aux cornéennes de haut grade rencontrées dans le trou 204.

Une autre conclusion importante ressort du relevé de géothermométrie. Quoique le système métallifère semble d'éteindre thermiquement vers la périphérie sud-est du dôme, les températures des fluides étaient encore assez élevées sur la périphérie sud. Cela supporte davantage une des conclusions tirées de la lithogéochimie, c'est-à-dire que le système hydrothermal du dôme s'étendait au sud du dôme, dans la région couverte aujourd'hui par les volcaniques de la Formation York River.

SOMMAIRE

Les centres hydrothermaux du système métallifère du Dôme de Lemieux sont caractérisés par des roches altérées fortement métasomatisées en fer et des veines de quartz - hématite - pyrite - chalcopyrite. Les fluides qui ont déposé les veines et ont altéré les roches avaient des températures relativement élevées. Ces endroits ont donc le plus grand potentiel pour des gisements de cuivre disséminé dans les sédiments métamorphisés.

En dehors de ces régions, les veines contiennent du quartz - dolomie - sphalérite - galène - pyrite $\pm$ chalcopyrite ou de la dolomie - sphalérite - galène - pyrite $\pm$ quartz. Les roches peuvent être altérées en cornéenne, mais n'ont subi qu'un métasomatisme en fer moyen à faible. Les solutions qui ont déposé les veines et ont altéré les roches avaient des températures relativement moyennes à basses.

Les endroits ayant le plus grand potentiel pour une mine de Zn-Pb-Ag sont dans la partie sud-périphérique du dôme. Les quantités de ces métaux dans les veines et les roches altérées y sont assez élevées, et l'étude des inclusions fluides indique aussi que les températures des solutions minéralisantes y étaient relativement élevées par rapport aux autres endroits périphériques. Ces données indiquent donc une extension du système métallifère en-dessous des volcaniques de York River, située au sud du dôme.

RÉFÉRENCE

ALCOCK, F.J., 1921. Geology of Lemieux Township, Gaspé County, Quebec; Geol. Sur. Can., Sum. Rept., Part D, p. 71-96.

SYNTHÈSE MÉTALLOGENIQUE DU CENTRE-NORD DE LA GASPÉSIE

par

Robert Wares
(Université McGill)

On reconnaît maintenant que plusieurs des gîtes métallifères épigénétiques des Appalaches du Québec et de la Nouvelle-Angleterre sont des gisements de Cu-Mo ou de Zn-Pb dérivés de systèmes hydrothermaux qui sont semblables à ceux qui produisent les gisements de cuivre porphyriques classiques et les skarns associés. En général, on note trois styles de minéralisation importante dans le centre-nord de la Gaspésie:

1) Sulfures en amas filoniens ou brèchifiés dans les cornéennes altérées: Po-Cp-Py.

2) Sulfures disséminés ou massifs dans les skarns: Py-Cp (Sp-Mo-Po).

3) Sulfures dans des veines de quartz-carbonate: Py-Cp-Sp-Gn-As (Ag-Au-W)

Ces styles de minéralisation sont tous typiques des gisements classiques. Il existe plusieurs examples, surtout dans le sud-ouest des Etats-Unis. En Gaspésie, cependant, on note une distinction importante: les gisements de cette région ont tous été formés dans un milieu carbonaté plutôt que volcanique. La calcite dans le protolithe sédimentaire a influencé non seulement la structure des gisements, mais aussi la répartition du minerai et des types d'altération. Ces derniers sont notamment différents des types associés au modèle classique des gisements de cuivre porphyriques (Sillitoe 1973, Titley 1982).

Du point de vue géochimique, nous pouvons classifier les protolithes sédimentaires de la région en trois groupes: a) les roches terrigènes calcareuses (grès, siltstone ou mudstone calcaireux); b) les calcaires impurs (calcilutite cherteuse, silteuse ou argileuse); c) les calcaires purs (calcaire récifal, calcirudite, calcarénite). Ces trois types de roches produisent des équivalents altérés très différents, car l'abondance de la calcite dans le protolithe est le facteur le plus important qui influence non seulement la production des types de roches altérées, mais aussi la répartition des sulfures.

Le premier événement à affecter ces roches dans les milieux magmato-hydrothermaux Gaspésiens est le métamorphisnme de contact. La grande répartition de roches métamorphisées par rapport au petit volume d'intrusions intermédiaires laisse entrevoir une participation de fluides connés ou météoriques dans le processus métamorphique. Les roches sédimentaires sont alors chauffées par convection de la chaleur autour des masses intrusives. Les roches terrigènes calcaireuses produisent des cornéennes calco-silicatées, généralement des assemblages de biotite - clinopyroxène - plagioclase - quartz ($\pm$ calcite). Les calcaires impurs produisent des marbres calco-silicatés, soit des assemblages de calcite - grossularite - wollastonite - diopside, et enfin les calcaires purs sont convertis en marbres purs, tout simplement de la calcite recrystallisée.

Durant ce métamorphisme, l'influence des carbonates est critique. Dans les calcaires impurs, une porosité métamorphique est créée dû à la dévolatisation du gaz carbonique et de l'eau, et la recrystallisation des minéraux. Ceci se produit grâce aux réactions entre la calcite et les composants terrigènes, comme en témoigne la réaction typique suivante:

$$\text{chlorite} + 3\ \text{calcite} + 7\ \text{quartz} \rightleftharpoons \text{tremolite} + \text{anorthite} + 3\ CO_2 + 3\ H_2O \qquad \Delta V = -98.9$$

Cette porosité est absente dans les autres lithologies métamorphisées: les calcaires purs ne sont que recrystallisés, la calcite adoptant une granulométrie plus grossière. Aucune réaction ou dévolatisation se fait, puisque les impuretés terrigènes sont absentes. Les siltstones et mudstones calcareux, de leur bord, sont déficients en calcite. Les cornéennes recristallisées sont denses, imperméables, et ont une granulométrie à grains très fins. N'oublions pas que l'abondance de la calcite contrôle aussi la compétence des roches métamorphiques. Sous l'effet des contraintes magmatiques et tectoniques, les cornéennes, étant compétentes, vont fracturer beaucoup plus facilement que les marbres.

Le résultat du métamorphisme de contact est alors des cornéennes calco-silicatées indurées et très fracturées, des marbres calco-silicatés poreux et moyennement fracturés, et enfin des marbres purs peu fracturés. Dans ces systèmes, nous croyons que ce sont ces roches métamorphisées qui se prêtent à l'attaque des fluides hydrothermaux métasomatisants, un fait qui est très important puisqu'il est évident que chaque type de métasédiment a des propriétés physico-chimiques particulières.

Les fluides hydrothermaux précoces dans ces systèmes sont probablement des fluides orthomagmatiques acides et chauds (400-500°C), émanant des porphyres intermédiaires à felsiques. Ces fluides réagissent avec les roches métasédimentaires et produisent les équivalents altérés suivants:

Les cornéennes calco-silicatées sont converties en cornéennes altérés de couleurs pâles (blanc, beige, vert pomme). Ces roches sont très denses et indurées, et consistent d'assemblages de diopside - feldspath potassique - albite.

Les marbres calco-silicatés sont convertis en skarns, qui consistent d'assemblages d'andradite - clinopyroxène - wollastonite - (± feldspath

alcalin). Certains minéraux métamorphiques sont enrichis en fer durant le processus métasomatique, mais le résultat final est typiquement un mélange de minéraux métamorphiques et métasomatiques, de couleur relativement claire. Nous appelons ces skarns les leucoskarns.

Les marbres purs, surtout de la calcite, sont aussi converti en skarn, mais à des assemblages d'andradite - magnétite - clinopyroxène. L'assemblage est entièrement métasomatique dans ces skarns, et, étant très enrichis en fer, ils sont foncés; nous les appelons les mélanoskarns.

Les fluides métasomatiques qui attaquent les roches métamorphisées sont alors affectés par la calcite relicte. Celle-ci neutralise les fluides acides par la simple réaction suivante:

$$CaCO_3 + 2H^+ \rightleftharpoons Ca^{++} + CO_2 + H_2O$$

La hausse du pH du fluide permet la précipitation des silicates, et d'une façon moins importante, les sulfures:

$$Métal^{++} + H_2S + 2H^+ + 2\ CaCO_3 \rightleftharpoons$$

$$2\ Ca^{++} + 2\ CO_2 + 2\ H_2O + Métals \downarrow$$

Les fluides qui s'attaquent aux calcaires purs réagissent vigoureusement avec la calcite abondante. Les minéraux précipitent rapidement et le mélanoskarn qui en résulte est très enrichi en composants métasomatiques, surtout le fer. Puisque ces fluides ne peuvent voyager de grandes distances dans ce milieu sans être complètement neutralisés, les mélanoskarns logés dans les calcaires purs ont tendance à être relativement peu volumineux mais plus riches en composants métasomatiques, incluant les sulfures. La minéralisation se présente sous forme de sulfures massifs ou disséminés, interstitiels aux slicates. Le gîte de Sullipek est un exemple de ce type de gisement.

Les fluides qui réagissent avec les marbres calco-silicatés poreux font face à une quantité moindre de calcite et alors la neutralisation se fait plus lentement. La porosité métamorphique permet aussi la répartition rapide des fluides, et ceux-ci déposent alors leurs composants métasomatiques dans des plus grands volumes de marbres. Ces gisements de leucoskarn ont alors tendance à être plus gros, mais relativement moins enrichis. La minéralisation est communément disséminée entre les silicates. La zone C à Mines Gaspé est un example d'un tel gisement, où un horizon de marbre est coincé entre des horizons de cornéennes. Cette géométrie a permis la canalisation des fluides et la formation d'un gisement stratiforme.

Quand le fluide s'attaque aux cornéennes, la nature indurée de cette lithologie ne permet qu'une infiltration le long des fractures. La pauvreté ou l'absence de calcite dans ces roches ne permet non plus une infiltration par la dissolution du carbonate, et la neutralisation du fluide est beaucoup moins évidente. L'altération métasomatique se produit à partir des fractures, et consiste sutout en l'altération potassique ou sodique des plagioclases métamorphiques. (L'altération alcaline ne se manifeste pas dans les marbres dû au manque d'aluminium dans ces roches.) La minéralisation dans les cornéennes altérées est limitée aux plans de fractures, formant des veinules ou des petites zones de brèches là où la pression hydrostatique était élevée. Ce qui en résulte est alors des gisements de très grand volume, peu enrichis en sulfures, soit des "stockworks" ou disséminations de sulfures semblable aux gisements de cuivre porphyriques.

La stratigraphie du centre-nord de la Gaspésie permet alors la formation de zones d'altération complexes qui comprennent les types de roches décrites ci-dessus, ainsi que tous les types intermédiaires. Soulignons que ces descriptions sont des simplifications des systèmes actuels et ne comprennent pas les effets de l'évolution chimique du fluide orthomagmatique ou des particularités dynamiques du système magmato-hydrothermal.

En comparant ces systèmes avec le modèle classique des gisements de cuivre porphyrique, on note plusieurs similarités. L'altération potassique, phylliteuse et argillique se manifeste dans les porphyres, mais on observe que l'altération alcaline dans les cornéennes. La nature calcareuse de la stratigraphie neutralise les fluides et élève évidemment les rapports K^+/H^+ et Na^+/H^+, nettement dans les champs de stabilité des feldspaths alcalins, évitant la formation des micas et argiles. Nos études à Sullipek ont aussi démontré que les cornéennes potassiques sont associées aux skarns cuprifères, tandis que les cornéennes sodiques sont associées aux milieux altérés stériles, en périphérie, semblerait-il, aux centres hydrothermaux cuprifères.

Un modèle préliminaire, comparant le modèle classique à cet environnement, envisage un complexe de skarns et de cornéennes potassiques associés aux zones cuprifères. Comme dans le modèle classique, le centre du système est potassique mais pauvrement minéralisé. En s'éloignant de ce centre, à une distance de l'ordre de 500-1 000 m, on retrouve dans les skarns une zone bien minéralisée, avec laquelle sont encore associées des cornéennes potassiques, puisque la zone pylliteuse classique n'existe pas. En périphérie de ce système, une zone stérile de leucoskarn est associée à des cornéennes sodiques, possiblement l'équivalent des zones propylitiques classiques.

L'utilisation du modèle classique comme base de comparaison permet aussi de postuler que les filons de Zn-Pb et de métaux précieux dans cette région sont les produits des fluides évolués de ces systèmes, ayant été précipités à un stade tardif dans les fractures. Cette minéralisation filonienne de basse température se retrouve parfois à des kilomètres de la source, mais est vraisemblablement associée au centre cuprifère et est caractéristique des gisements de cuivre porphyriques.

Du côté spéculatif, ajoutons qu'il existe un potentiel dans la Gaspésie pour la minéralisation aurifère de type "Carlin". Considérons, comme il a déjà été suggéré, que ce style de minéralisation est le résultat d'un système épithermal ayant opéré dans une séquence calcareuse plutôt que volcanique. Si on considère aussi que beaucoup de systèmes épithermaux sont les manifestations évoluées des systèmes de cuivre porphyriques, à des niveaux stratigraphiques élevés et à de basses températures et pressions, il en suit qu'il pourrait exister en Gaspésie des gisements de type "Carlin". Nous avons démontré qu'il existe des systèmes de cuivre porphyriques qui ont opérés dans des séquences calcaireuses, et en fait le long de la faille de Pabos, il existe aussi de la minéralisation aurifère filoniennne (Lac Arsenault), et de la minéralisation aurifère disséminée dans des cornéennes silicifiées (canton de Raudin).

L'identification des types d'altération et la détermination de leur relation spatiale aux centres hydrothermaux sont critiques dans l'évaluation du potentiel économique de la Gaspésie et au développement d'une stratégie d'exploration.

RÉFÉRENCES

SILLITOE, R.S. (1973), "The Tops and Bottoms of Porphyry Copper Deposits". Econ. Geol. 68, 799-815.

TITLEY, S.R. (1982), "The Style and Progress of Mineralisation and Alteration in Porphyry Copper Systems", dans Advances in Geology of the Porphyry Copper Deposits, SW North America. Univ. of Arizona Press, S.R. Titley editeur.

MINES GASPÉ
EXPLORATION A LONG TERME

par

C.J. Kloeren
(Mines Gaspé)

Le tonnage total du minerai traité et des réserves des mines souterraines de Mines Gaspé à Murdochville est dans l'ordre de 45 millions de tonnes d'une teneur en cuivre de 1,61 %.

Les 8 millions de tonnes de réserves actuelles suggèrent que le succès dans l'exploration doit être maintenu à un niveau qui égalera le taux d'extraction ou qui le surpassera.

L'exploration débutait sur les affleurements des monts Copper et Needle. A partir de ces localités elle évoluait en forant systématiquement les 600 pieds supérieurs de la formation Dévonienne de Cap-Bon-Ami pour trouver du minerai dans les méta-sédiments de notre auréole d'altération. Ces travaux, l'exploration à court-terme, qui couvrent les gisements B-, C- et D, sont en train d'atteindre leurs limites.

Nous croyons que les nouveaux gisements souterrains qu'il nous faut trouver se situent stratigraphiquement bien en-dessous de ceux que nous avons exploité à date et aussi à l'extérieur de la limite superficielle de l'auréole d'altération. Ces nouveaux gisements sont l'objectif de notre

programme d'exploration à long-terme. Le programme, ayant débuté en 1979, va avoir consommé plus de 4,6 millions de dollars en coûts de forage vers la fin de l'année courante.

Quelques-uns des facteurs géologiques qui contrôlent la genèse et l'emplacement de gisements de cuivre dans des métasédiments ont été bien définis pendant les 25 années et plus d'exploration et d'extraction à Murdochville.

L'association des facteurs suivants est requise:

1 - des sédiments favorables (carbonate);
2 - de la structure;
3 - des porphyres;
4 - de l'altération hydrothermale;
5 - une source de cuivre.

C'est avantageux d'avoir établi cette association requise, mais il reste à trouver les coordonnées où la pression, la température et la chimie étaient dans un équilibre spécifique qui favorisait les concentrations économiques de cuivre. Cette dernière étape demande des fonds de risque considérables et aussi de la chance.

Le premier succès du programme fût réalisé en 1980 lorsqu'un forage à partir de la surface interceptait de la minéralisation de cuivre d'une teneur marginale à quelques 800 pieds au sud du dépôt que nous appelons maintenant E-32. Ce dépôt de l'horizon E contient 4,3 millions de tonnes de minerai d'une teneur de 2,94 % en cuivre. Il est situé sous la ville de Murdochville à 2 000 pieds de profondeur et stratigraphiquement à

600 pieds sous l'horizon C. Il occupe un piège structural dans des sédiments métasomatisés qui sont recouverts d'une séquence sédimentaire, altérée seulement jusqu'au niveau de marbre, et qui sont précédés par de l'argile noire sans altération visuellement perceptible.

Le second succès du programme, toujours dans l'horizon E, date du début de l'année en cours lorsque la continuation d'une structure minéralisée déjà connue dans la mine du mont Needle fût explorée en profondeur. Ce dépôt, le E-29, n'est pas encore complètement délimité, mais l'information acumulée suggère plus de 1,5 millions de tonnes de minerai d'une teneur de près de 3 % en cuivre.

Les objectifs courants et futurs de l'exploration de l'horizon E sont représentés par plusieurs intersections isolées près des deux dépôts et par les lignes d'intersection de certaines plaines structurales avec l'horizon E ailleurs sous les zones épuisées de la mine du mont Needle.

Trois projets de forage d'un autre genre sont également en cours ou prévus pour cette année. Ils sont réalisés avec l'aide financière du Ministère de l'Énergie et des Ressources. Leur but premier n'est pas de découvrir du minerai mais des horizons favorables et de l'altération hydrothermale.

Lorsque l'on regarde les limites en surface de l'auréole d'altération et que l'on prend en considération le fait que l'horizon E a comme base des sédiments non-altérés on pourrait céder à la tendance naturelle de limiter l'exploration à l'intérieur de ce volume. Nous avons surmonté cette tendance en présumant qu'une altération sélective observée à petite échelle peut aussi se produire à grande échelle.

Le premier volet visant la vérification de cette théorie fût un succès. Lors du forage d'un trou de 5 000 pieds, à partir de la zone E sous la ville, nous avons traversé 2 600 pieds d'argile noire non-altérée suivis de plus de 1 400 pieds de métasédiments. Nous considérons ces sédiments altérés comme favorables à l'accumulation de minerai puisqu'ils se comparent bien, macroscopiquement, à nos horizons économiques.

L'identification de ce nouvel horizon sélectivement altéré sous une séquence importante de sédiments non-altérés peut très bien marquer le début d'une vaste campagne d'exploration puisque cet horizon a probablement la même étendue que les horizons favorables qui ont fournis le minerai de Mines Gaspé depuis le début des opérations.

Le deuxième projet, prévu pour les trois derniers mois de l'année courante, est une extension du premier. Il vise à vérifier le type et le degré de l'altération du nouvel horizon favorable à proximité de deux importants dykes de porphyre. Nous prévoyons un forage de 5 000 pieds à partir d'un de nos chantiers épuisés dans l'horizon C de la mine du mont Needle.

Le troisième projet dans le cadre de l'étude de l'altération sélective à grande échelle est dirigé latéralement. La partie septentrionale de nos terrains est largement recouverte de siltstone et de grès qui contiennent peu ou pas de carbonate. A cause de leur insuffisance en carbonate, ces sédiments ne sont affectés par l'altération visuellement perceptible (blanchiment), que dans les environs immédiats d'anciennes cheminées hydrothermales. Ces sédiments non-réactifs, avec leur blanchiment spatialement limité, peuvent très bien camoufler une altération latéralement plus répandue dans les horizons réactifs en profondeur.

Un des objectifs de ce projet est la définition de la limite nord de l'altération qui avait comme origine les cheminées hydrothermales contenues dans les monts Copper et Porphyre. Le deuxième objectif dans cette région est de trouver de l'altération en profondeur qui serait reliée à des structures observées en surface et à des cheminées hydrothermales cachées. Ces dernières, si elles existent, n'étaient peut-être pas assez puissantes pour devenir efficaces à l'élévation des sédiments non-réactifs que l'on trouve au niveau de la surface actuelle. C'est l'existence d'une petite auréole d'altération dans la partie septentionale de nos terrains et de plusieurs porphyres, qui nous encourage à vérifier ces hypothèses.

Lors de la rédaction de ce texte, le premier des deux forages de 5 000 pieds chacun était en cours. Aucune altération n'a été trouvée mais ce forage montre d'importants déplacements des sédiments, ainsi représentant de la structure que nous considérons comme un des facteurs menant au minerai.

UTILISATION DE LA GÉOCHIMIE DES SÉDIMENTS DE RUISSEAU POUR LA RECHERCHE DE GITES MINÉRAUX EN GASPÉSIE

par

Jean Choinière
(Ministère de l'Énergie et des Ressources)

Entreprise par SOQUEM en 1967 et poursuivie par le MER en 1972, la couverture géochimique de la péninsule gaspésienne par des prélèvements systématiques de sédiments de ruisseau est maintenant terminée. Au total, environ 70 000 échantillons répartis sur 28 000 km^2 ont été recueillis et analysés pour les éléments: Cu, Zn, Pb Ni, Co, Mn, Mo, U, Ag, Sn.

La synthèse des résultats met clairement en évidence la possibilité de déceler des variations lithologiques et des concentrations minérales dans le substratum par l'analyse des sédiments de ruisseau.

Différents groupes et formations géologiques peuvent être identifiés par des variations de teneurs dans les sédiments de ruisseau. De plus, des variations de teneurs à l'intérieur d'une même entité géologique peuvent être attribuées à des changements de faciès. Ces variations peuvent assister autant le géologue que l'explorationiste qui doit en tenir compte lors de la sélection d'anomalies associées à la présence de minéralisations. D'autre part, dans certains secteurs on peut associer des dispersions géochimiques aux mouvements glaciaires. Ces dispersions se retrouvent principalement de part et d'autre de vallées importantes ainsi qu'en marge de hauts sommets.

L'expérience a montré que la géochimie des sédiments de ruisseau était une technique de prospection efficace en Gaspésie. Lorsque les sites minéralisés connus sont reportés sur les cartes géochimiques, on note qu'ils correspondent dans la majorité des cas à des anomalies géochimiques, celles-ci ayant même quelquefois été à l'origine de leur découverte. Il existe sur le territoire plusieurs autres anomalies ne correspondant à aucun site minéralisé connu; elles mériteraient donc d'être étudiées plus en détail afin d'en déterminer la source.

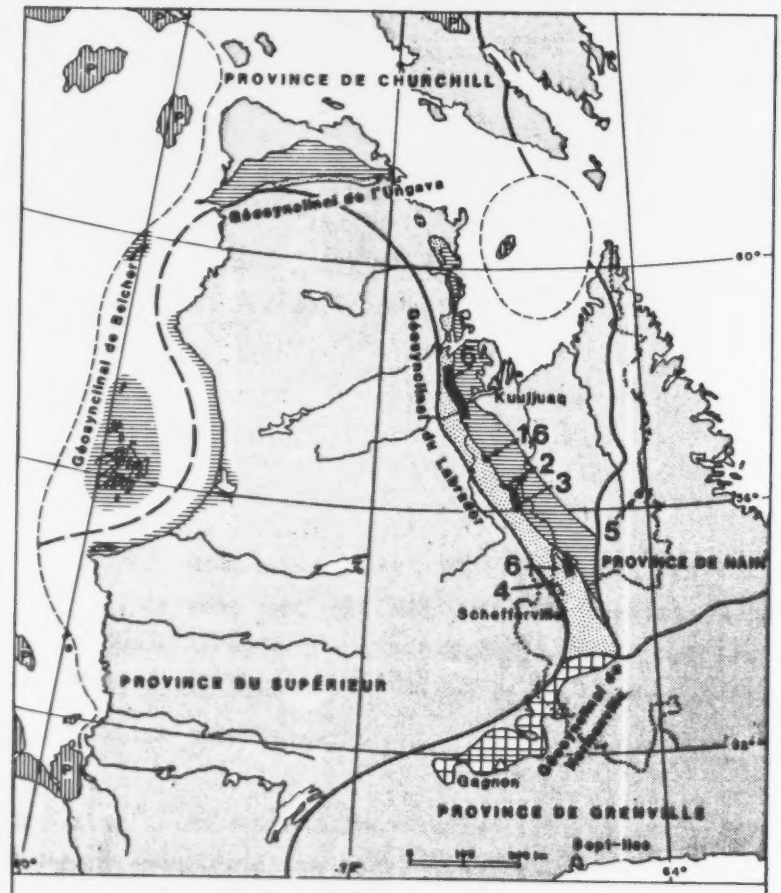
GÉOCHIMIE DES EAUX SOUTERRAINES
RÉGION DE RIMOUSKI - MATANE

par

Magella Pelletier et Jean-Pierre Lalonde
(Ministère de l'Énergie et des Ressources)

Un inventaire géochimique basé sur l'étude de la composition des eaux souterraines fut effectué par le ministère dans le secteur de Rimouski - Matane. Plus de 4 000 échantillons d'eau de puits furent prélevés et analysés pour une vingtaine d'éléments traces et majeurs. Pour que l'explorationiste ait une vue d'ensemble des résultats, l'infomation qui se trouve sur les 280 feuillets géochimiques de l'atlas fut réduite sur deux cartes de compilation produites à partir de 2 modèles d'interprétation. Ces cartes furent préparées en utilisant des principes de base en géochimie appliquée ainsi que des données statistiques calculées sur l'ensemble du projet. Elles permettent de déceler et étudier de nombreux complexes et zones d'activité géochimique caractérisées par la superposition et le regroupement de patrons pour de nombreux éléments.

Ainsi, les résultats de l'inventaire font ressortir des zones à fort potentiel dans les régions de Rimouski et de Bic-St-Fabien. Les complexes géochimiques d'envergure sont bien zonés et présentent des exemples type de mobilité relative des éléments. On peut à l'aide de ces données et de ces cartes de compilation, orienter les premiers travaux de recherche des sources associées aux signaux géochimiques.



LOCALISATION DES ÉTUDES - FOSSE DU LABRADOR

TYPOLOGIE DES MINÉRALISATIONS DE LA RÉGION DE LA FOSSE DU LABRADOR

par

Thomas Clark et Marc Bélanger
(Ministère de l'Énergie et Ressources)

L'étude des documents miniers publiques, des travaux de gîtologie menés par le MER, de même que des visites personnelles de plusieurs des indices nous ont amené à proposer une classification pour les quelques 250 indices minéralisés de la Fosse du Labrador et ses environs. Le tableau ci-dessous présente cette classification.

Compte tenu des connaissances actuelles, certains types de minéralisation s'avèrent plus importants que d'autres. Par exemple, les principaux gîtes connus actuellement font partie des types 1, 2, 3, 5, 6a et 8; le potentiel offert par les autres types de minéralisation, dont certains semblent prometteurs, reste encore à évaluer.

TYPOLOGIE DES MINÉRALISATIONS
RÉGION DE LA FOSSE DU LABRADOR

	ROCHES HOTES	SUBSTANCES	EXEMPLE	CONTROLE PRÉDOMINANT
A - ROCHES IGNÉES				
*	1 - Gabbro, (basalte)	Cu-Ni, Cu	Lac Hollanah, lac Doublet	Lithologique
*	2 - Péridotite	Cu-Ni	Lac Retty	Lithologique
*	3 - Granite péralcalin	Y-Zr-Nb-Be	Lac Brisson	Lithologique
	4 - Syénite à néphéline	Néphéline	Rivière Goodwood	Lithologique
B - ROCHES SÉDIMENTAIRES				
*	5 - Formation de fer	Fe, Mn	Schefferville	Lithologique
*	6 - Mudrock, siltite	* a) Zn-Cu-Pb-Au-Ag	Lac Soucy, Boylen	Lithologique
	Mudrock, siltite	b) Sulfures de fer	Lac Crochet	Lithologique
	7 - Dolomie (ou calcaire)	a) Cu	Lac et Rivière Romanet	Lithologique
	Dolomie	b) Pb-Zn-Cu	Lac Castignon	Lithologique
	Dolomie (lave ?)	c) Nb-Th-U	Lac Le Moyne (Erlandson)	Lithologique
*	8 - Grès, conglomérat, siltite	U, Th	Lac Gayot (Dieter)	Lithologique
C - ROCHES FILONIENNES ET ALTÉRÉES				
	9 - Albite-carbonate-quartz (recoupant mudrock, siltite, dolomie, gabbro)	U ± Cu ± Au	Lac Mistamisk	Structural
	10 - Brèches albitiques et roches albitisées	Cu ± Au ± Ag	Rivière Romanet	Structural
	11 - Carbonate-quartz (recoupant dolomie)	Cu	Lac et Rivière Romanet	Lithologique et structural
	12 - Quartz et quartz-carbonate	Cu ± Zn	Lac Auineau	Structural
	13 - Brèches de faille, matrice de calcite	Pb-Zn-Cu	Lac Romanet	Structural

* Types renfermant actuellement les gîtes les plus importants

GÎTOLOGIE DU CU-NI DANS LA RÉGION DU LAC AULNEAU

par

Sylvain Lacroix
(École Polytechnique, Montréal)

La plupart des dépôts de nickel associés à des roches mafiques ou ultramafiques sont, depuis longtemps, considérés comme la conséquence de la séparation et concentration par la gravité d'un liquide sulfureux immiscible dans un magma silicaté. Néanmoins, plusieurs doutes quant à l'origine de certains dépôts de nickel ont favorisé la formulation d'hypothèses génétiques telles le remplacement hydrothermal, un processus volcanique exhalatif ou encore une concentration par métamorphisme d'un dépôt initialement magmatique. Il semble cependant que le dynamométamorphisme soit responsable, dans la plupart des cas, de l'affinité hydrothermale de ces derniers dépôts.

Ainsi, la minéralisation de Cu-Ni du lac Aulneau ne se présente pas comme une concentration magmatique classique. La présence de la minéralisation dans plusieurs lithologies (gabbro, tuf, argilite ...), le contrôle important de la structure sur la minéralisation et une intense altération hydrothermale ont fait en sorte que le remplacement hydrothermal a été proposée pour expliquer la présence du Cu-Ni dans la région. Notre étude, qui consistait en une étude gîtologique et visait à préciser le(s) mode(s) de formation de la minéralisation, confirme plutôt que le minéralisation appartient à la catégorie des gîtes de Cu-Ni concentrés par ségrégation magmatique et remobilisés par l'orogénie hudsonienne.

FIGURE 1-Localisation du secteur étudié

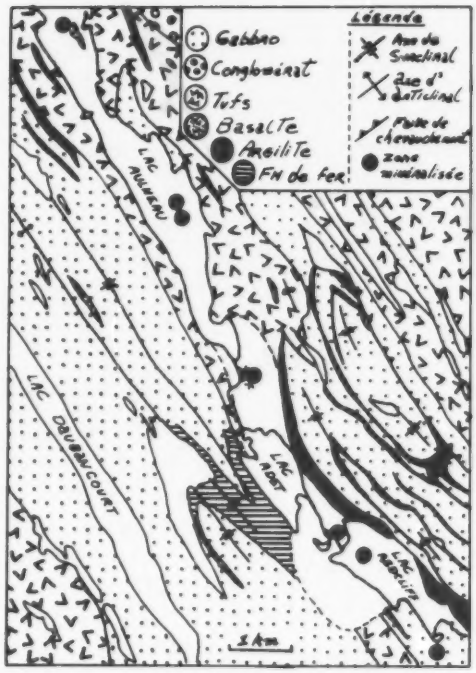


FIGURE 2-Localisation des 7 zones minéralisées en Cu-Ni (modifié de Dressler, 1979)

La région du lac Aulneau est située dans la fosse du Labrador, à environ 275 km au nord-ouest de Schefferville (Fig. 1). Les roches du secteur étudié se situent dans l'eugéosynclinal; elles appartiennent à la Formation de Murdoch, à l'exception d'une formation de fer (Formation de Baby) et des roches intrusives (Groupe de Montagnais). La structure régionale se présente en une suite de plis serrés d'axe NO à NNO et généralement déversés vers le SE (Dressler, 1979).

La minéralisation est retrouvée en sept zones alignées sur une distance de 13 km dans la vallée Aulneau - Redcliff (Fig. 2). Ces sept zones suivent la stratigraphie et la structure isoclinale de la vallée avec une direction NNO et un pendage de 25 à 55° vers le NE. Les compagnies Holannah Mines et Hollinger North Shore y ont fait d'importants travaux d'exploration (géophysique, cartographie à grande échelle et plus de 30,000 pieds de forages). Le gîte Marymac (zones Island et Lepage) est évalué (de source non-officielle) à 1,088,000 tonnes métriques à 2.02% Cu et 0.45% Ni.

Une étude préliminaire des trois affleurements minéralisés dans la vallée (zones Island, Lepage et Redcliff) et des nombreux forages nous a permis de conclure que les sept zones se présentent avec une composition minéralogique semblable et une position similaire dans la stratigraphie et la structure de la vallée. Nous avons ensuite concentré notre étude sur une des sept zones minéralisées, soit Lepage. Plusieurs coupes et colonnes stratigraphiques ont été dressées à partir des forages et un échantillonnage détaillé a servi à l'étude minéralogique et minéragraphique (plus de 100 lames minces polies) de la minéralisation et de l'encaissant de cette zone.

Cette étude nous a permis d'établir la compréhension suivante quant à l'origine de la minéralisation dans la vallée (voir aussi Fournier, 1982). Une minéralisation primaire se compose de pyrrhotine, chalcopyrite, magnétite et pentlandite. Celle-ci est associée fréquemment à un faciès pyroxénitique dans un filon-couche gabbroïque apparaissant de façon discontinue dans la vallée. Un métallotecte important à l'échelle régionale pour le Cu-Ni, soit le gabbro glomeroporphyrique, apparaît parfois localement en petites poches près de cette minéralisation. Quelques séquences classiques de ségrégation magmatique "in situ" (sulfures faiblement disséminés à massifs) ont été notées à l'intérieur des filons-couches.

L'orogénie hudsonienne semble avoir eu une influence considérable sur la forme actuelle des zones minéralisées. Chaque zone minéralisée a une forme en "boîte à cigares" formée de 1 ou plusieurs cigares aplatis dont le grand axe est orienté à 90° à la direction des strates, dans le sens du pendage. Quelques affleurements dans la vallée présentent des lapillis étirés de la même façon que les zones minéralisées. De nombreuses textures de recristallisation, de réorientation et parfois de fluage des sulfures témoignent également à l'échelle de l'échantillon de l'âge pré-tectonique des sulfures primaires.

Une minéralisation secondaire de nature hydrothermale composée de pyrite-chalcopyrite-(sphalérite-galène) a été surimposée sur la minéralisation primaire. Cette minéralisation semble d'âge syn- à tardi - tectonique. Elle est associée à un réseau de veines de quartz et carbonate; une propyllitisation intense (chlorite, quartz, carbonate et épidote) s'est développée autour de chaque zone. Le lieu de déposition des sulfures secondaires a été directement contrôlé par la structure alors que les veines minéralisées et les sulfures massifs secondaires semblent s'être déposés dans les zones dilatantes formées lors de la phase orogénique. La minéralisation primaire a aussi contrôlé de façon chimique (sulfurisation) le lieu de déposition des sulfures secondaires; les textures de remplacement de la pyrrhotine primaire par la pyrite secondaire sont couramment observées.

Les deux épisodes minéralisateurs expliquent le faible rapport Ni/Cu observé (0.22) ainsi que la présence inhabituelle du cuivre, nickel et zinc dans un même dépôt.

RÉFÉRENCES

DRESSLER, B., 1979 - Région de la fosse du Labrador (56°30'-57°15'). MRN, Rapport géologique 195.

FOURNIER, D., 1982 - Gîtes de Cu-Zn et Cu-Ni dans la partie centrale de la fosse du Labrador. MER, DPV-929.

LA GÉOLOGIE ET LES MINÉRALISATIONS DE LA VALLÉE MISTAMISK - ROMANET (PARTIES OUEST ET NORD), FOSSE DU LABRADOR

par
Thomas Clark
(Ministère de l'Énergie et des Ressources)

RÉSUMÉ

La vallée Mistamisk - Romanet est limitée par des failles et formée surtout de roches sédimentaires soulevées par rapport aux roches à l'extérieur de la vallée. Elle renferme environ 35 indices minéralisés dont la moitié se trouve dans notre région. Les minéralisations sont surtout cuprifères et/ou uranifères, et la majorité semble être associée à un épisode de métasomatisme sodique. Certaines minéralisations cuprifères sont probablement syngénétiques. Plusieurs indices exhibent des teneurs importantes en or et argent.

INTRODUCTION

La vallée Mistamisk - Romanet, située dans la Fosse du Labrador à environ 190 km au NW de Schefferville (Fig. 1), représente une intéressante anomalie à la fois tectonique et métallogénique. Tectonique, parce qu'elle est l'expression topographique d'une grande structure cassante qui recoupe les structures régionales de la Fosse; et métallogénique, parce qu'elle renferme une concentration importante, environ 35, d'indices minéralisés.

Dans ce rapport, nous discuterons brièvement de la géologie et des minéralisations de la partie nord-ouest et nord de la vallée Mistamisk - Romanet. Le secteur sud-est, près du lac Romanet, fait l'objet d'une étude de l'Institut national de la Recherche scientifique (Chevé, sous presse).

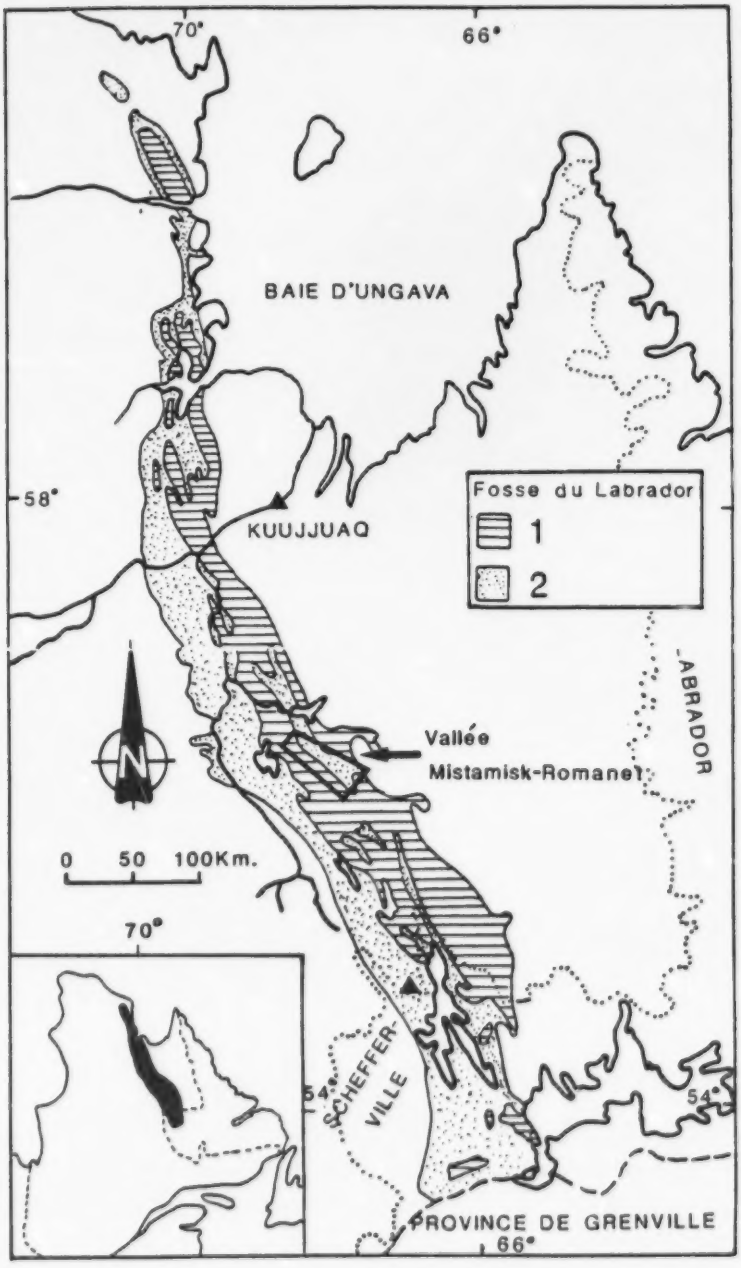


Fig. 1 Localisation de la vallée Mistamisk-Romanet.
Légende: l'unité 1 - roches ignées (gabbro, péridotite, basalte) et roches sédimentaires intercalées; l'unité 2 - roches sédimentaires (grès, pélite, dolomie, formation de fer, etc.).

SCHÉMA GÉOLOGIQUE

CADRE GÉNÉRAL

La vallée Mistamisk - Romanet (Fig. 2), d'environ 45 km de long et de 3 à 15 km de large, est une fenêtre géologique située dans des formations relativement jeunes (Bacchus et Mistamisk) par laquelle on peut observer des formations plus vieilles (Chakonipau, Dunphy, Lace Lake, Alder, Uvé, Du Chambon et Romanet) (Clark, sous presse). La fenêtre doit sa présence à un mouvement de horst des roches de la vallée et l'érosion subséquente des jeunes strates soulevées, qui demeurent préservées à l'extérieur de la vallée.

STRATIGRAPHIE

Dans le secteur que nous avons étudié (Fig. 3), la vallée est constituée des formations suivantes (du bas vers le haut):

- le Chakonipau: du grès et du conglomérat d'origine continentale ainsi que du basalte.

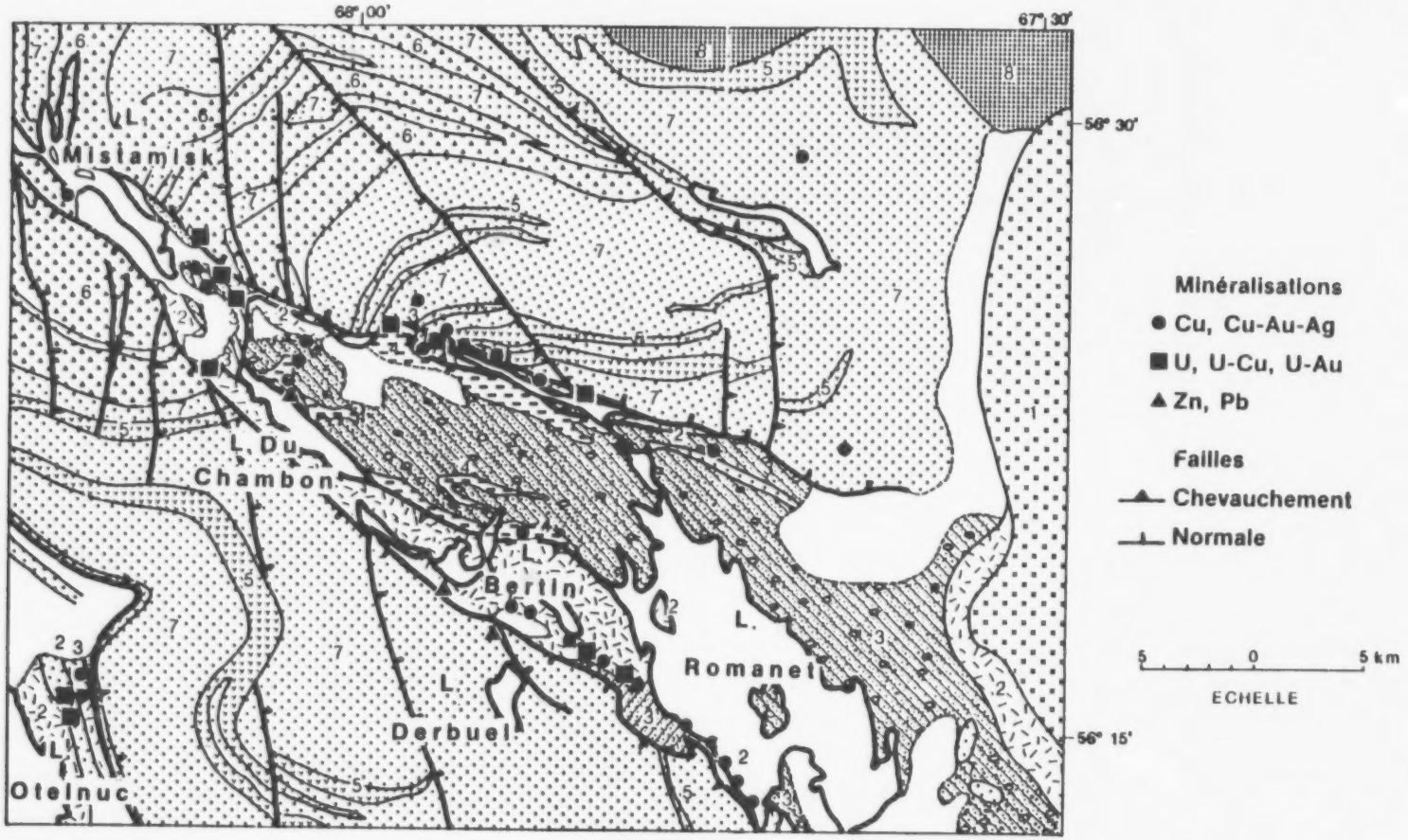
- le Dunphy: surtout de la dolomie.

- le Lace Lake: surtout du mudrock, de la siltite et de la dolomie ainsi que des tufs ou des volcaniclastites basiques.

- l'Alder et l'Uvé: surtout de la dolomie et du grès.

- le Du Chambon et le Romanet: de l'ardoise, du grès et, localement, du basalte.

- le Bacchus: du mudrock et de la siltite (près de la rivière Romanet seulement).



LÉGENDE

- 8 Gr. de Laporte - gneiss et schiste
- 7 Gr. de Montagnais - gabbro
- 6 Fm. de Mistamisk - basalte, pyroclastites, ardoise
- 5 Fm. de Bacchus - basalte, ardoise, grauwacke
- 4 S G. de Swampy Bay - ardoise, grauwacke, basalte
- 3 S.G. de Pistolet - mudrock, grès, dolomie
- 2 S.G. de Seward - grès, conglomérat, dolomie
- 1 Complexe de Wheeler - gneiss

Fig. 2 Géologie générale de la région de la vallée Mistamisk-Romanet (surtout d'après Dimroth, 1978).

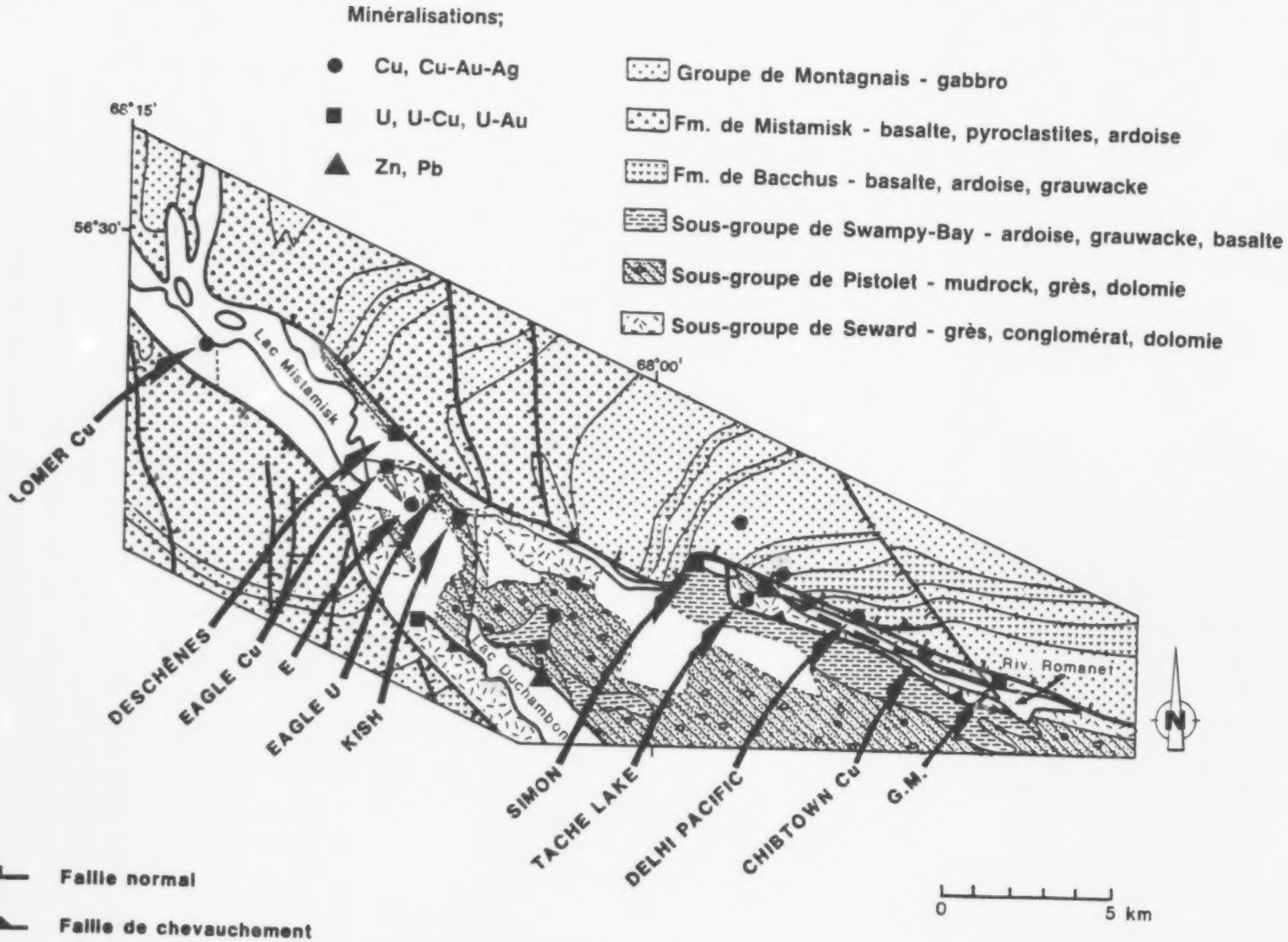


Fig. 3 Géologie de la région étudiée et localisation des indices minéralisés mentionnés dans le texte.

Les roches du plateau à l'extérieur de la vallée appartiennent au Bacchus (du basalte, de l'ardoise et du grauwacke) et au Mistamisk (du basalte, des roches pyroclastiques et du grauwacke). Les gabbros du Groupe de Montagnais viennent s'intercaler principalement dans les Formations de Bacchus et Mistamisk. Cette stratigraphie a été établie, pour la plupart, par Dimroth (1978). Toutes ces roches sont d'âge aphébien, et ont été déformées lors de l'orogénie hudsonienne à environ 1.8 Ma (Stockwell, 1982).

Des brèches et des filons albitiques ont été injectés tardivement dans les roches décrites ci-dessus. Étant donné que ces roches albitiques semblent avoir une distribution régionale et qu'elles sont associées, par endroits, à des minéralisations uranifères et/ou cuprifères, nous décrivons ces roches plus en détail ci-dessous.

BRÈCHES ET FILONS ALBITIQUES

Des roches albitiques se trouvent ici et là dans la vallée Mistamisk - Romanet. Cependant, elles semblent plus communes près de la limite nord-est de la vallée, particulièrement près de la rivière Romanet.

Les roches albitiques prennent deux formes principales, soit amas ou dykes, et filons. Les amas sont habituellement métriques à décamétriques, mais nous avons identifié un corps qui a la forme d'un dyke de 1 km de long (Kearvell, 1984). Les filons vont de 1 mm à 2 m en largeur. Ces roches occupent divers contextes géologiques; par exemple, elles se trouvent dans les Formations de Lace Lake, Romanet et Bacchus, surtout près des contacts lithologiques, ainsi que dans des failles. Étant donné que les filons pénètrent les gabbros, ils sont plus jeunes que ceux-ci. Les brèches, les filons et l'altération associée sont postérieurs au clivage ardoisier et, à un endroit, les filons sont postérieurs à un clivage de crénulation.

Les amas et les dykes sont surtout des brèches consistant en fragments arrondis à anguleux d'albitite à grain fin dans une matrice un peu plus grossière composée d'albite, accompagnée de carbonate, de chlorite, d'actinote et de quartz. Des enclaves de mudrock à clivage ardoisier et de basalte ont également été observées. Ces roches, qui témoignent d'une forte recristallisation sont constituées de grains fortement suturés. D'après la texture, il semblerait que la composition albitique des fragments a été établie avant leur emplacement final. On ignore si les fragments étaient originellement albitiques ou si cette composition est secondaire et due à un métasomatisme complet de roche de composition(s) inconnue(s).

Les filons albitiques, qui ne sont pas nécessairement accompagnés de brèche, sont de largeur millimétrique à métrique, de longueur pluricentimétrique à plurimétrique et de grain fin à grossier. Les plus gros renferment souvent des enclaves altérées des roches hôtes. Les filons sont associés à une altération des épontes qui est caractérisée, dans les mudrocks, par un changement de couleur d'altération de gris, gris foncé ou noir à vert pâle ou gris-vert. Les textures originelles sont conservées. Les filons consistent surtout en albite, accompagnés de quantités variables de quartz, carbonate, chlorite etc.

Le tableau 1 donne des analyses chimiques d'une brèche à matrice chloritique (analyse 5) et d'un filon albitique à grain grossier (pegmatitique) (analyse 4).

L'emplacement des brèches et des filons semble s'être produit lors des phases terminales de l'événement tectonométamorphique, ou après. Ils se sont mis en place surtout dans des zones de faiblesse structurale, telles que des contacts géologiques ou des failles.

A ce stade-ci de la recherche, on peut postuler deux origines possibles pour ces roches sodiques. On peut attribuer les solutions sodiques à l'événement métamorphique régional à la fin de l'Aphébien. Des solutions hydrothermales auraient pu être générées par le métamorphisme des strates sédimentaires et ignés à plus grande profondeur et conduites vers la

surface le long de failles profondes telles que celles qui limitent la vallée au nord. Une telle hypothèse a été formulée par Kish et Cuney (1981) pour expliquer l'origine des filons albitiques uranifères au lac Mistamisk et était appuyée par une étude de la composition des inclusions fluides dans les filons. Selon Kish et Cuney, la température des solutions minéralisatrices était de 300° à 350°C et la pression de 2.5 kbar; les solutions étaient sursaturées en NaCl et riches en N_2 et CO_2. Ces auteurs ont également suggéré que les solutions ont pris naissance dans des niveaux argileux et dolomitiques sodiques, d'origine peut-être évaporitique.

Une autre hypothèse mentionne que les roches sodiques témoignent d'une activité hydrothermale liée à un magmatisme tardif d'affinité sodique en profondeur; elle est appuyée par la présence de brèches, qui indiquent un transport de matériel solide vers la surface dans des conduits parfois assez grands. Les textures des brèches suggèrent que le matériel a été propulsé énergiquement, comme dans un diatrème. Une orientation préférentielle des fragments, visible par endroits, pourrait être attribuée au mouvement dans le conduit. Cette activité hydrothermale serait la source des filons et du métasomatisme de leurs encaissants.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Les strates dans la vallée sont très déformées, et témoignent de deux épisodes de plissement majeurs et, localement, d'un troisième (Clark, sous presse). Près de l'extrémité NO du lac Du Chambon, les premiers plis sont isoclinaux, à faible plongement et, par endroits, couchés. Des patrons d'interférence structurale sont dus à une deuxième phase de plissement superposée sur la première. Près du lac Mistamisk, les plis précoces sont isoclinaux, de faible plongement et fortement déversés vers le SO. Près de la rivière Romanet, dans la moitié est de la région, les premiers plis sont serrés à isoclinaux et à plans axiaux avec pendage modéré vers le NE. Un deuxième clivage, aussi à pendage modéré vers le NE, est relativement

apparent dans ce secteur; les plis mésoscopiques associés à ce clivage, ouverts à serrés, sont de direction très variable, à plongement NO, NE et SE. Ces variations pourraient être dues à un troisième épisode de déformation dont les axes de plis sont orientés SW-NE.

Le mur sud-ouest de la vallée marque le tracé d'une faille normale verticale à subverticale. Le mur nord-est est le site d'un système de failles à pendage modéré vers le NE. L'une des failles est de type normal dans la partie ouest de la région, où elle tronque abruptement les strates du plateau. Dans la partie est, les failles ont un pendage modéré vers le NE et leurs tracés sont parallèles à la direction des strates dans ce secteur. A l'intérieur de la vallée, nous avons constaté la présence de failles de chevauchement plissées.

Un clivage ardoisier parallèle aux couches dans les mudrocks intercalés avec les roches ignées à l'extérieur de la vallée suggère que cette succession est plissée de façon isoclinale. Cependant, nous n'avons pu identifier ces plis. Dimroth (1978) a postulé une faille à la base de cette succession; celle-ci pourrait donc faire partie d'une nappe de chevauchement charriée par-dessus un terrain surtout sédimentaire.

De grands plis très ouverts dans les roches du plateau, de direction SO-NE, ne semblent guère avoir affecté les failles limitant la vallée Mistamisk - Romanet (voir Dimroth, 1978, cartes 1856 et 1857). Nous pensons donc que le soulèvement du horst s'est produit lors des phases finales de la déformation régionale.

GÉOLOGIE

Les minéralisations dans notre secteur de la vallée Mistamisk - Romanet, au nombre de 20 environ, sont surtout uranifères et/ou cuprifères

(Fig. 3). Certaines renferment un peu d'or et/ou d'argent. Un seul indice de Pb-Cu est connu. Les minéralisations les plus importantes se trouvent dans les Formations de Dunphy, de Lace Lake, de Romanet et de Bacchus.

MINÉRALISATIONS URANIFÈRES

Cinq minéralisations uranifères significatives sont connues, trois près du lac Mistamisk et deux près de la rivière Romanet plus à l'est.

Indice Eagle

Près de l'extrémité SE du lac Mistamisk, la minéralisation principale est connue sous le nom "Eagle" ou "Béland". Cet indice est situé entre deux autres indices semblables de moindre étendue, soit l'indice Kish à 1 km au SE et l'indice Deschênes à 1,8 km au NO. Les descriptions qui suivent sont tirées d'information provenant des trois indices.

Les minéraux radioactifs se trouvent surtout dans des filons albitiques de largeur pluricentimétrique recoupant les mudrocks verts et les interlits de dolomie de la Formation de Lace Lake, immédiatement au-dessus du contact avec la dolomie de la Formation de Dunphy. A l'indice Eagle, par exemple, plusieurs filons se trouvent sur un affleurement mesurant 150 m par 300 m. A cette localité, certains niveaux de marbre dolomitique situés près des filons minéralisés recoupant des mudrocks sont également minéralisés (Charbonneau, 1979). Selon Kish et Cuney (1981), Kish et Tremblay-Clark (1979), Béland (1976) et Charbonneau (1979), les filons consistent en albite, uraninite, dolomie et chlorite, accompagnés d'un peu de quartz, tellurures, or, hématite, zircon, apatite, phlogopite, pyrite, galène et matière organique. La pechblende et la calcite, également présentes, sont liées à une remobilisation tardive. L'emplacement des filons s'est effectué

après le premier plissement du secteur, lors d'un épisode de boudinage. Les filons, dont la direction moyenne est de 325° et le pendage vertical à abrupt vers le NE, sont généralement restreints aux niveaux de mudrock vert compétent et sont typiquement absents des interlits de dolomie dans le Lace Lake et de la dolomie de Dunphy.

Les teneurs en uranium, thorium et or varient de façon aléatoire dans les filons. Les meilleurs résultats obtenus par Charbonneau (1979), pour des échantillons choisis de l'indice Eagle, étaient de 9980 ppm U_3O_8, 90 ppm ThO_2 et 1068 ppb Au. De meilleures teneurs ont été obtenues dans la dolomie recristallisée près d'un filon minéralisé; un échantillon choisi a donné 1.54% U_3O_8, 24 ppm ThO_2 et plus de 15 g/t Au. Un échantillon choisi d'un filon de carbonate-quartz de l'indice Kish a donné 1.70% U_3O_8, 32 ppm ThO_2, 3.9 g/t Au et 1.6% Cu (Charbonneau, 1979).

Indice Simon

Cet indice, récemment découvert à 8 km à l'ESE de l'indice Eagle, est constitué de deux filons radioactifs de direction NE-SO, dont la radioactivité, de distribution ponctuelle, dépasse localement 100 fois le bruit de fond. Ces filons, qui recoupent un basalte de la Formation de Romanet, semblent similaires à ceux de l'indice Eagle. En plus, de nombreux blocs radioactifs se trouvent à proximité de cet indice. Un échantillon choisi d'un filon chloritique recoupant un bloc d'albitite rose a révélé 1.2% d'uranium et 570 ppm de thorium (tableau 2).

Indice G.M.

Cet important indice uranifère est situé près de la rivière Romanet au NO du lac Romanet. Les minéraux radioactifs (0.14% U dans un échantillon choisi - tableau 2) se trouve dans des filons (centimétriques) et dans un amas (métrique) de carbonate gris à beige grossier (tableau 1), ainsi que, mais moins communément, dans des filons (millimétriques à centimétriques) d'albite. Ces filons et amas recoupent des phyllades et des mudrocks séricitiques à patine vert pâle accompagnés d'interlits de dolomie de la Formation de Lace Lake, à quelques mètres seulement du contact avec la dolomie de Dunphy.

MINÉRALISATIONS CUPRIFÈRES

Les minéralisations cuprifères, les plus nombreuses dans notre région, prennent plusieurs formes et occupent plusieurs milieux géologiques.

Indice Delhi Pacific

La minéralisation la plus impressionante est celle de la Delhi Pacific Mines, près de la rivière Romanet. Occupant un escarpement formé de roches de la Formation de Bacchus, elle varie en largeur apparente de quelques mètres à environ 45 mètres, et peut être suivie sur une distance de plus d'un kilomètre. L'analyse d'échantillons provenant des tranchées ont révélé des valeurs intéressantes (Zurowski, 1962): 1.16% Cu, traces d'Au sur 18 m; 4.23% Cu, 0.40 oz/t Ag sur 8 m; 0.54% Cu, traces d'Ag sur 23 m. Un échantillon que nous avons prélevé de la zone la plus riche a donné 6.40% Cu, 0.08% Zn, 1.3 g/t Au, 23.3 g/t Ag (tableau 2). Les sondages effectués par la compagnie ont recoupé des horizons minéralisés, mais les inter- sections étaient sporadiques et plutôt décevantes.

L'escarpement est formé d'ardoise noire et de "chert" noir (en réalité, une albitite), de gabbro, de basalte, et d'albitite beige à gris laminée. L'ardoise, le "chert" et l'albitite pâle laminée se trouvent entre un sill de gabbro, au-dessous, et une séquence de basalte et de gabbro, au-dessus. Les "cherts" (albitites) noirs et les albitites beiges et grises laminés auraient pu être, originellement, des tufs ou des roches sédimentaires. Leurs compositions primaires auraient été totalement transformées lors d'un métasomatisme sodique répandu et fort; la teneur actuelle en Na_2O est de 7 à 11% (tableau 1). Le métasomatisme aurait aussi affecté les basaltes et les gabbros avoisinants, par endroits; l'altération de ces roches consiste surtout en une augmentation de Na_2O et de Al_2O_3 et une diminution de MgO et de Fe total.

Du cisaillement et du broyage dans l'ardoise, le "chert" et l'albitite témoignent de la présence de la zone de faille qui limite le côté nord de la vallée Mistamisk - Romanet. Par endroits, les roches ignées supérieures ont été fracturées en gros blocs anguleux, qui sont partiellement entourés d'albitite déformée et de calcite. Les structures suggèrent au moins deux épisodes de plissement, suivis de broyage et de dilatation.

La minéralisation se trouve dans la zone de faille. Les roches hôtes des sulfures sont des albitites beiges à grises laminées qui sont localement riches en chalcopyrite accompagnée de pyrrhotite et de pyrite. Dans l'albitite laminée, les sulfures sont habituellement localisés dans des filonnets et des petits amas irréguliers d'albitite à grain relativement grossier par rapport à celui de l'albitite encaissante; donc la texture actuelle de la minéralisation est liée à une recristallisation de l'albitite. Le moment de l'emplacement initial des sulfures par rapport à l'albitisation du protolithe n'est pas encore connu. Cependant, la présence de sulfures cuprifères dans la matrice albitique des brèches à Delhi Pacific et ailleurs suggère que leur origine est associée au métasomatisme sodique et qu'ils n'étaient pas présents avant le métasomatisme. Près de la faille principale, les albitites laminées sont fragmentées, broyées et abondamment

injectées de calcite. Cette dernière contient de nombreux cubes de pyrite accompagnée de chalcopyrite; ces minéraux peuvent représenter une remobilisation tardive des sulfures originellement dans les albitites.

Indice Lomer Copper

Situé près de l'extrémité nord-ouest du lac Mistamisk, cet indice se trouve dans un assemblage de brèche, de felsite, de tuf laminé felsique, de chert noir, de marbre et de mudrock noir appartenant à la Formation de Mistamisk (Béland, 1976; Dimroth, 1978). Ces roches sont pénétrées par un filon-couche de gabbro ou de diorite.

La brèche consiste en fragments anguleux à arrondis millimétriques à centimétriques sertis dans une matrice ou carbonatée ou chlorito-actinolitique. Les fragments, selon Béland (1976), sont composés d'albite et ont la même composition que la felsite. Un rubanement est exprimé par des variations de l'abondance de fragments et de la composition de la matrice. Le tuf felsique, laminé et de couleur rose ou gris, est très sodique (10.6% Na_2O; tableau 1), et consiste probablement en albite.

Les sulfures (pyrite, pyrrhotite et chalcopyrite) se trouvent dans une bande de brèche à matrice carbonatée de 1.2 m d'épais. Les sulfures contenus dans la matrice sous forme d'amas aplatis ou irréguliers, centimétriques à pluricentimétriques, ont tendance à entourer les fragments. Un échantillon choisi a donné 4.13% Cu et 2.0 g/t Ag; la teneur en or était inférieure à 0.5 g/t (tableau 2).

Cet indice est semblable à celui de Delhi Pacific en ce qui concerne les lithofaciès et la composition albitique de certaines roches. Les minéralisations ont probablement des origines semblables.

Indices Tache Lake

Un groupe de trois indices cuprifères se trouve près de la rivière Romanet à 2 km au SE de l'indice uranifère Simon.

Deux indices sont associés à des brèches albitiques emplacées au contact entre un gabbro et des sédiments argileux et silteux. A un de ces indices, la brèche renferme d'abondants cubes de pyrite, tandis que les sédiments altérés adjacents contiennent des sulfures cuprifères (chalcopyrite et chalcosine) et de la pyrrhotite. Un peu de radioactivité a été détectée dans les roches sédimentaires. A l'autre indice, des sulfures cuprifères (chalcopyrite, bornite) et de la pyrite se trouvent dans la brèche albitique ainsi que dans une roche albitique non bréchique apparentée.

Le troisième indice, situé dans des sédiments argileux et silteux du Lace Lake tout près du contact avec la dolomie de Dunphy, consiste en:

- chalcopyrite, pyrrhotite et bornite dans une gangue quartzeuse, et

- chalcopyrite et pyrite, massives par endroits, dans une gangue de carbonate brun recoupé par des filons de feldspath et quartz.

De petits filons de feldspath et quartz recoupant les mudrocks près de l'indice sont légèrement et sporadiquement radioactifs.

Les analyses des échantillons choisis de ces trois indices révèlent de 1 à 30% de Cu, ainsi que de petites quantités d'or (jusqu'à 3.1 g/t) et d'argent (jusqu'à 12.5 g/t) (tableau 2; Lehto, 1962).

Indice Chibtown Copper

Tout près de la rivière Romanet, une minéralisation cuprifère, découverte par la Chibtown Copper, est présente dans la dolomie de Dunphy au contact avec des roches sédimentaires pélitiques et des roches volcaniques (tufs basiques ou des volcaniclastites) de la Formation de Lace Lake.

Dans la zone fortement minéralisée, de la chalcopyrite forme des grains et des amas dans des filons de largeur millimétrique à décimétrique de quartz et de carbonate. De nombreux filons sont plissés, d'autres ne sont pas du tout déformés, mais ils sont tous minéralisés. En s'éloignant de la zone filonienne, la chalcopyrite est surtout associée à de petites ségrégations de quartz; elle est également disséminée, sous forme de grains individuels, dans la dolomie.

Fait intéressant, la dolomie renferme, près de cet indice, d'abondants cristaux automorphes millimétriques à plurimillimétriques de plagioclase (albite ?). Des cristaux semblables ont également été observés localement dans la dolomie de Dunphy près de l'indice uranifère G.M..

Deux échantillons choisis de la zone fortement minéralisée révèlent 2.25 et 1.76% Cu ainsi que 2.8 et 1.2 g/t Ag (tableau 2). Un échantillon de la zone faiblement minéralisée a donné 0.10% Cu et moins de 0.5 g/t Ag. L'or n'a pas été détecté (moins de 0.5 g/t).

Indice Eagle Copper

Cet indice cuprifère est situé près de l'extrémité sud-est du lac Mistamisk, sur les bords de la rivière Romanet. Les roches encaissantes sont des interlits de dolomie et de mudrock verdâtre de la Formation de Lace Lake, près du contact avec la dolomie de Dunphy.

Certaines des couches de dolomie renferment un bas pourcentage de chalcopyrite disséminée sous forme de grains millimétriques; deux analyses ont donné 0.04% et 0.05% de Cu. De la bornite et de la chalcopyrite se présentent également dans des filons centimétriques de quartz et de carbonate recoupant les mudrocks verdâtres et la dolomie. Par endroits, les épontes tout près des filons sont également minéralisées en chalcopyrite, rarement en bornite. Les filons ont été mis en place surtout le long du clivage de plan axial des plis de la première phase de déformation.

Indice E

Un indice cuprifère, nommé E par Clark (sous presse), se trouve à moins d'un kilomètre au SE de l'indice Eagle Copper. Il est situé dans la dolomie de Dunphy et consiste en chalcosine, chalcopyrite, bornite et malachite. La minéralisation est surtout sous forme d'amas centimétriques disséminés et aplatis dans le plan du clivage. Des filons de quartz et de carbonate recoupant la dolomie sont également minéralisés.

La teneur en cuivre varie entre 0.05% et 1.24%, mais est normalement supérieure à 0.2%.

D'autres minéralisations cuprifères

Les autres minéralisations cuprifères dans notre région peuvent être classifiées comme suit:

- celles associées avec la fracturation ou la bréchification dans des environnements variés; les sulfures occupent de petites fissures, les interstices entre fragments, etc.

- une minéralisation dans des filons carbonatés recoupant un amas de meiméchite.

- une minéralisation dans un filon de quartz recoupant un gabbro.

Or et argent

De l'or et de l'argent sont présents dans quelques-uns des indices de la vallée, soit les indices uranifères Eagle et Kish et les indices cuprifères Delhi Pacific et Tache Lake. Ainsi, ces métaux sont associés à des roches sodiques et à des filons et amas carbonatés. Il ne semble pas y avoir d'or ou d'argent en quantité importante dans les minéralisations cuprifères de type filonien ou disséminé dans la dolomie (par exemple, 35 ppb Au dans des filons cuprifères au lac Otelnuc).

A l'indice Eagle Uranium, Kish et Cuney (1981) ont reporté de l'or visible à l'oeil nu associé à des tellurures de plomb et de nickel dans des filons albitiques. Charbonneau (1979) a trouvé que la teneur moyenne en or de cinq filons variait entre 5 et 750 ppb; la teneur maximum parmi les échantillons choisis était de 1068 ppb Au. Un échantillon de dolomie recristallisée près d'un filon minéralisé a donné plus de 15 g/t Au, soit la meilleure teneur en or connue dans la vallée à date. A l'indice Kish, un

filon de carbonate-quartz cuprifère a analysé 3900 ppb Au. Charbonneau (1979) mentionne également des filons de carbonate radioactifs se trouvant près de la faille limitant la vallée au sud qui donnent 420 ppb Au.

A l'indice Delhi Pacific, l'or est surtout associé aux sulfures cuprifères dans les albitites laminées. Nous avons analysé 1.3 g/t Au et 23.3 g/t Ag dans la zone la plus riche en cuivre (6.4%). Une autre albitite laminée, moins riche en cuivre (0.27%), a donné 60 ppb Au et 750 ppb Ag. Un échantillon de brèche albitique à sulfures de cuivre (0.77% Cu) a révélé 105 ppb Au et 1.5 g/t Ag. Lehto (1962), dans un rapport sur les travaux de tranchée, a reporté jusqu'à 12.5 g/t Ag sur 8 m; il mentionne également des traces d'or dans certaines tranchées.

A l'indice Tache Lake, trois échantillons riches en chalcopyrite (30.8% Cu, 21.2% Cu et 3.48% Cu) ont donné moins de 0.5 g/t Au et 21.8 g/t Ag; 0.5 g/t Au et 44.7 g/t Ag; et 1.1 g/t Au et 11.1 g/t Ag, respectivement.

DISCUSSION

Minéralisations cuprifères de type disséminé

A l'indice Eagle Copper, les sulfures de cuivre sont à grain fin et se trouvent disséminés dans d'épaisses couches de dolomie dans la zone d'interlitage au contact des Formations de Dunphy et Lace Lake. La teneur en cuivre de ce type de minéralisation est très basse, environ 0.05% Cu. Sa nature "stratabound" et disséminée suggère qu'elle soit d'origine syngénétique.

A certains autres endroits, par exemple à l'indice E, la minéralisation est disséminée dans le clivage de la dolomie de Dunphy, et pourrait représenter une remobilisation et reconcentration à l'échelle locale d'une minéralisation originellement syngénétique.

Minéralisations cuprifères de type filonien

Les minéralisations cuprifères filoniennes dans de la dolomie de la Formation de Dunphy et dans les interlits de mudrock et de dolomie de la Formation de Lace Lake (moins communes) constituent une classe importante. Nous connaissons plusieurs exemples de ce type, dont l'indice Chibtown Copper, l'indice E et l'indice Eagle Copper dans notre région, des indices près du lac Romanet (Chevé, ce volume et sous presse), ainsi qu'une minéralisation près du lac Otelnuc (Clark, en préparation).

Dans ces exemples, les sulfures de cuivre se trouvent principalement dans des filons de carbonate et/ou de quartz recoupant la dolomie ou, moins communément, le mudrock. La forme des filons suggère qu'il s'agit communément de remplissage de fentes de tension (Chevé, sous presse). Les filons recoupant le mudrock du Lace Lake, cependant, semblent suivre le clivage. Ces minéralisations sont donc de type épigénétique.

Minéralisations associées à des roches albitiques

Ces minéralisations sont tantôt uranifères, tantôt cuprifères. Les indices Eagle, Simon et G.M. sont parmi les premières; les indices Delhi Pacific, Lomer Copper et peut-être Tache Lake sont parmi les secondes.

Les minéralisations uranifères semblent typiquement renfermer des quantités mineures de chalcopyrite, mais les minéralisations cuprifères ne

contiennent pas d'uranium, généralement. Les brèches (une exception notée) et la majorité des filons d'albitite ne sont pas radioactives (voir le tableau 2). Par endroits, les filons albitiques relativement purs renferment un peu de matière radioactive, mais celle-ci est distribuée très sporadiquement. Dans le cas des filons albitiques relativement riches en uranium, ils renferment communément du carbonate en quantités importantes. Il est possible que celui-ci soit nécessaire pour le transport chimique de l'uranium.

Certaines brèches à fragments albitiques renferment des sulfures, surtout de la pyrite et de la chalcopyrite. Les sulfures se trouvent surtout dans la matrice en position interstitielle et semblent avoir cristallisé en même temps que le matériel de la matrice; les brèches et ses sulfures sont probablement cogénétiques. Le tableau 2 donne les teneurs en métaux traces de quelques échantillons choisis de brèche et de filons albitiques.

Les indices Delhi Pacific et Lomer Copper se trouvent dans des environnements semblables, c'est-à-dire comprenant des mudrocks noirs, des "cherts" noirs, des albitites laminées beiges, grises et roses, des brèches et des intrusions basiques. Les sulfures cuprifères sont surtout logés dans les albitites laminée et les brèches. Dans le cas de Delhi Pacific, des sulfures sont aussi très abondants dans une zone de faille dans laquelle le broyage est postérieur à l'albitisation.

Nous croyons que l'origine des sulfures cuprifères à Delhi Pacific et Lomer Copper est intimement liée à l'épisode de métasomatisme sodique, dont un composant était l'emplacement de brèches albitiques. Cette activité sodique pourrait être liée au métamorphisme régional, ou peut-être à un magmatisme d'affinité sodique en profondeur. Nous envisageons un lien génétique entre ces minéralisations cuprifères et les indices uranifères. La distribution de l'uranium et du cuivre parmi les divers indices était probablement en fonction des variations de la composition des solutions

minéralisatrices. Une étude présentement en cours (Kearvell, 1984) a pour but de préciser les relations entre les brèches et filons albitiques et les minéralisations associées.

Malgré le fait que les manifestations de l'activité sodique sont visibles surtout dans la vallée Mistamisk - Romanet, il est important de noter qu'il existe des évidences que des minéralisations uranifères à l'extérieur de la vallée sont aussi liées à des roches sodiques. A titre d'exemple, nous pouvons citer l'indice Ténacité, découvert par la Eldorado Mining Corporation et situé près du lac Otelnuc à quelques 20 km au SW de la vallée Mistamisk - Romanet. Là, un gabbro est injecté de filons roses de syénite sodique consistant surtout en feldspath, amphibole et biotite; la teneur en alcalis de cette roche est de 6.40% Na_2O et de 1.10% K_2O, et celle en uranium de 0.16% U.

REMERCIEMENTS

Nous tenons à remercier M. Marc Bélanger du M.E.R. et M. Serge Chevé de l'Institut national de Recherche scientifique pour avoir lu et critiqué le manuscrit.

RÉFÉRENCES

BÉLAND, R., (1976). The Eagle permit area (P 598), Labrador Trough, Mistamisk lake area. Geology of the copper and uranium showings. Ministère de l'Énergie et des Ressources, GM-32705.

CHARBONNEAU, J.M., (1979). Rapport d'exploration, 1979. Projet Mistamisk, 11-741. Ministère de l'Énergie et des Ressources, GM-36093.

CHEVÉ, S., (sous presse). Les indices minéralisés du lac Romanet, Fosse du Labrador. Ministère de l'Énergie et des Ressources, ET 83-13.

CLARK, T., (sous presse). Géologie et gîtologie de la région du lac Mistamisk et de la rivière Romanet, Fosse du Labrador, Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, ET 83-22.

DIMROTH, E., (1978). Région de la Fosse du Labrador (54° 30' - 56° 30'). Ministère des Richesses naturelles, rapport géologique 193, 396 pp.

KEARVELL, G., (1984). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Travaux sur le terrain.

KISH, L. et CUNEY, M., (1981). Uraninite - albite veins from the Mistamisk valley of the Labrador Trough, Québec. Mineralogical Magazine, vol. 44, pp. 471-483.

KISH, L. et TREMBLAY - CLARK, P., (1979). Géochimie et radioactivité dans la Fosse du Labrador. 56° 00 - 58° 30'. Rapport préliminaire, DPV-666.

LEHTO, J., (1962). A report on Tache Lake Mines Limited - Ungava Property. Ministère de l'Énergie et des Ressources, GM-12414 A.

STOCKWELL, C.H., (1982). Proposals for time classification and correlation of Precambrian rocks and events in Canada and adjacent areas of the Canadian Shield. Part 1: A time classification of Precambrian rocks and events. Commission géologique du Canada, Paper 80-19, 135 pp.

ZUROWSKI, M., (1962). Report on the geological and geophysical surveys on the property of Delhi Pacific Mines Limited, situated in Township 4952, New Quebec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, GM-12616.

TABLEAU 1

	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	65,4	60,8	45,1	67,0	55,4	1,74	68,9
TiO_2	0,67	0,70	0,26	0,62	0,53	< 0,01	0,56
Al_2O_3	18,7	17,4	13,1	20,2	13,4	0,51	19,6
Fe_2O_3	0,19	2,25*	3,80*	0,14	2,11	0,31	0,02
FeO	0,02			0,18	6,24	2,32	0,22
MnO	< 0,01	0,02	0,11	0,02	0,06	0,18	< 0,01
MgO	0,05	< 0,04	0,56	0,13	4,88	18,6	0,10
CaO	0,89	4,47	15,9	0,48	5,65	28,6	0,80
Na_2O	10,5	9,82	7,48	11,2	4,56	0,63	10,6
K_2O	0,07	0,05	0,09	0,11	0,45	< 0,04	0,13
P_2O_5	< 0,03	0,10	< 0,03	0,08	0,07	0,08	0,12
S	0,02	0,93	1,46	0,03	0,02	0,05	0,02
PAF	3,12	2,72	10,3	0,62	6,63	44,6	0,55

* Fer total en Fe_2O_3

1 "chert noir", Delhi Pacific (TC-290-82)

2 albitite beige, Delhi Pacific (TC-290 E-82)

3 brèche albitique, tranchée G, Delhi Pacific (TC-45-7-83)

4 filon albitique à grain grossier, indice Tache Lake (TC-231-A-82)

5 brèche albitique, indice Tache Lake (TC-30-10-81)

6 carbonate uranifère, indice GM (TC-321 I-82).

7 tuf felsique, Lomer Copper (TC-184A-82).

TABLEAU 2

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
						en ppm (sauf exceptions en %)							
Cu	33	320	4,85%	6,40%	0,17%	9	10	30,8%	3,48%	2,25%	4,13%	140	19
Zn	7	8	740	830	22	12	70	310	38	36	93	110	15
Pb	1	3	2	2	< 0,5	< 0,5	<0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	5	0,14%	< 0,5
U	6	< 2	7	5	< 2	3	< 2	3	2	2	5	1,17%	0,14%
Th	15	14	< 5	5	< 5	14	5	< 5	< 5	< 5	16	570	< 5
Nb	7	9	-	-	-	6	7	-	< 5	-	-	-	-
Y	7	22	-	-	-	5	5	-	9	-	-	-	-
Zr	160	140	88	130	100	83	170	37	18	< 5	170	-	-
Ba	10	10	< 20	20	-	64	28	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
						en ppb							
Au	< 15	< 15	< 500	1300	< 15	< 500	< 500	< 500	1100	< 500	< 500	< 500	< 500
Ag	< 250	< 250	14900	23300	500	< 500	< 500	21800	11100	2800	2000	< 500	7300

1 "chert" noir, Delhi Pacific (TO-290-82)
2 albitite beige, Delhi Pacific (TO-290E-82)
3 albitite minéralisée, Delhi Pacific (TO-290K-82)
4 albitite minéralisée, Delhi Pacific (TO-290J-82)
5 brèche albitique minéralisée, Delhi Pacific (TO-45-7-83)
6 filon albitique à grain grossier, Tache Lake (TO-231 A-82)
7 brèche albitique, Tache Lake (TO-30-10-81)
8 Chalcopyrite massive, Tache Lake (TO-255-1-82)
9 minéralisation cuprifère, dans une gangue de carbonate et silicates, Tache L. (TO-255H-82)
10 minéralisation cuprifère filonienne, Chibtown Copper (TO-271 E-82)
11 brèche minéralisée, Lomer Copper (TO-168H-82)
12 bloc radioactif, 1 km à l'est de l'indice Simon (TO-245-82)
13 carbonate uranifère, indice G-M (TO-321-1-82).

TYPOLOGIE DES INDICES MINÉRALISÉS DES SECTEURS DES LACS ROMANET ET DUNPHY FOSSE DU LABRADOR

S.R. Chevé
(INRS-Géoressources)

RÉSUMÉ

À partir des données lithologiques, stratigraphiques et gîtologiques recueillies au cours de trois missions de terrain, nous distinguons cinq types majeurs de minéralisations dans les secteurs des lacs Romanet et Dunphy de la zone centrale nord de la Fosse du Labrador. Après en avoir dégagé brièvement les principales caractéristiques, nous les replaçons dans le cadre géologique régional afin de faire ressortir les métallotectes qui ont contribué à l'édification des concentrations minérales.

INTRODUCTION

L'étude géologique et métallogénique des secteurs des lacs Romanet et Dunphy (fig. 1) entreprise par l'INRS-Géoressources s'inscrit en complémentarité avec les travaux du ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec dont l'objectif ultime est l'évaluation du potentiel minéral non ferrifère de la Fosse du Labrador. Nous présentons ici, succintement, les résultats de la première phase de nos travaux qui consistait à définir le cadre géologique local et à caractériser la paragenèse des indices minéralisés connus et de tout nouvel indice des secteurs en rubrique.

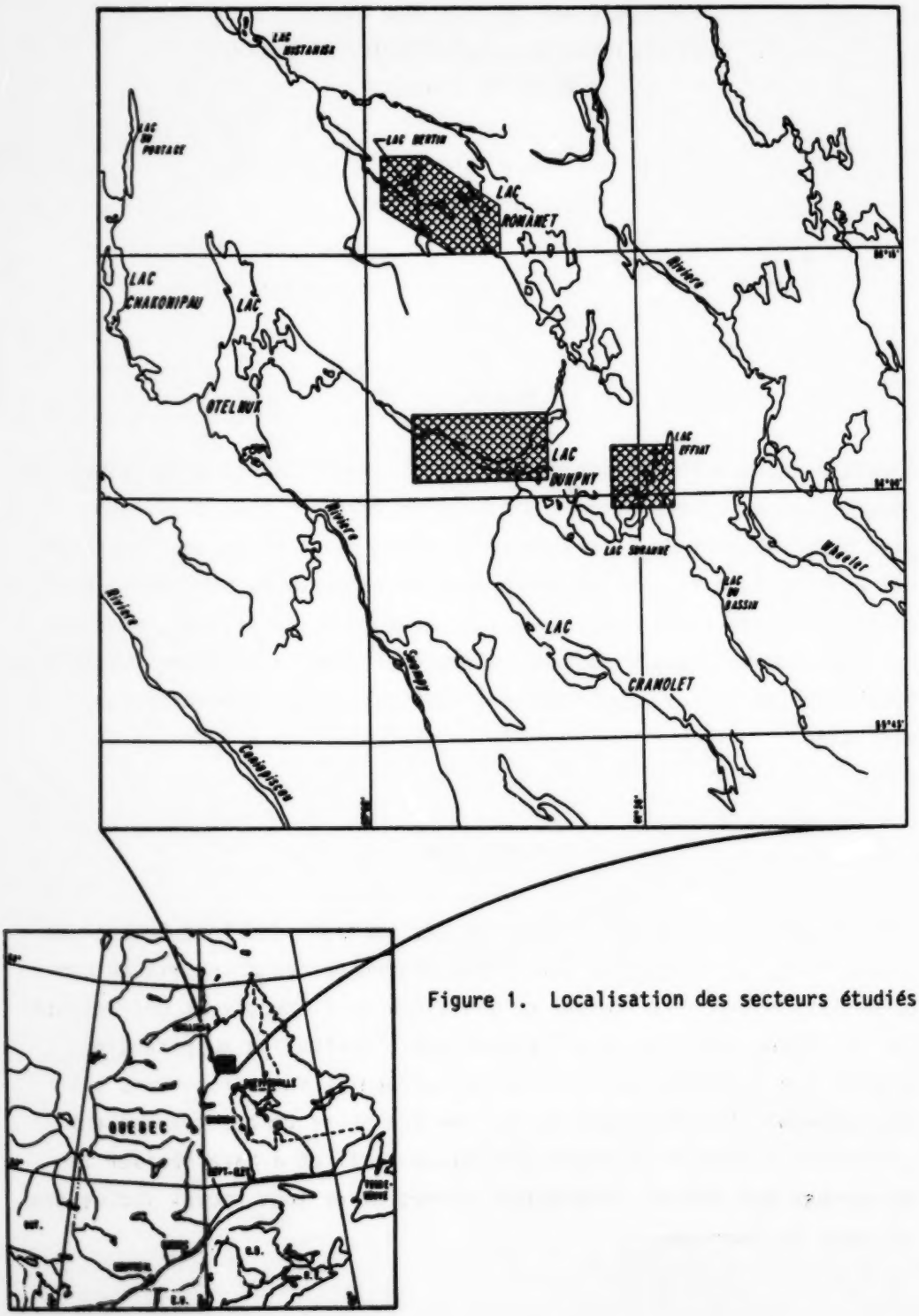


Figure 1. Localisation des secteurs étudiés.

CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

GÉOLOGIE DE LA FOSSE DU LABRADOR

La Fosse du Labrador consiste en une succession de roches sédimentaires et volcaniques aphébiennes, le Super-Groupe de Kaniapiskau (tab. 1), qui se subdivise en deux et possiblement trois cycles (Dimroth, 1970). Chacun d'eux commence par une sédimentation continentale ou de plate-forme et se termine par une sédimentation de milieux plus profonds

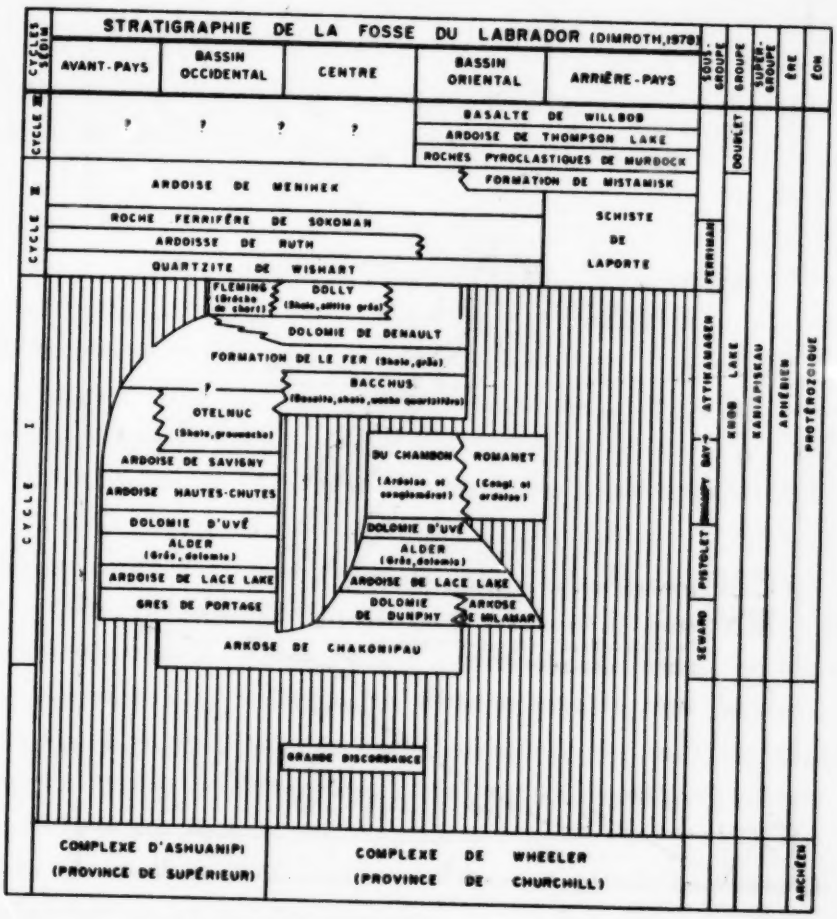


Tableau 1. Stratigraphie de la Fosse du Labrador (Dimroth, 1978).

accompagnée d'une activité volcanique persistante. La distribution de ces roches (fig. 2) permet de définir deux zones continues sur presque toute la longueur de la Fosse (Dimroth, 1970; Dimroth et al., 1970): à

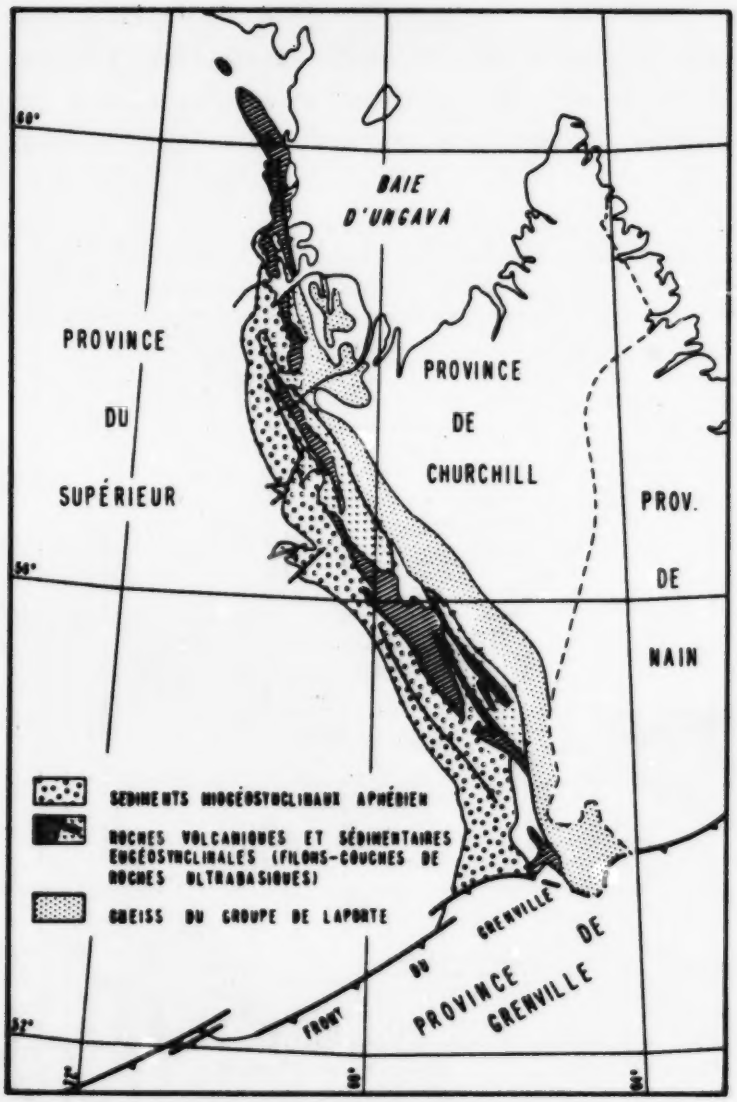


Figure 2. Géologie générale de la Fosse du Labrador.

l'ouest, vers le craton de l'Ungava, une zone formée presque exclusivement de sédiments continentaux et néritiques, à l'est, une zone essentiellement volcanique dans laquelle s'intercalent des sédiments plus profonds. Wardle et Bailey (1981) incluent en outre dans la Fosse du Labrador une épaisse séquence de schistes pélitiques et d'amphibolites, le Groupe de Laporte, qui, à l'est, chevauche l'ensemble des lithologies du Super-Groupe de Kaniapiskau (fig. 2 et 3).

Cette séquence stratigraphique cyclique et la distribution générale des lithologies permettent à Dimroth (1970, 1978) de considérer la Fosse du Labrador comme les restes, après érosion, d'un bassin géosynclinal formé essentiellement par accrétion verticale au début du Protérozoïque. Géotectoniquement, ce géosynclinal serait né de la réactivation d'un craton archéen lors d'un processus de délamination crustal (Dimroth, 1981). À l'opposé, Wardle et Bailey (1981) voient dans la distribution des lithologies le reflet d'une accrétion latérale. Le passage, d'ouest en est d'une sédimentation de plate-forme à une sédimentation en eaux plus profondes associée à une activité volcanique persistante témoignerait, pour ces auteurs, du développement d'un rift océanique embryonnaire sur la marge orientale de la Fosse du Labrador.

Toutes les roches de la Fosse ont été déformées et métamorphisées au cours de la phase tectonique hudsonienne (1750-1800 m.a.). Cette orogenèse marque la collision des plaques continentales du Supérieur et du Churchill et le chevauchement partiel ou total du "géosynclinal" de la Fosse du Labrador vers l'ouest, sur l'avant-pays du craton de l'Ungava. Un accroissement des déformations et du métamorphisme d'ouest en est à travers la Fosse en résulte. De cette asymétrie, Le Gallais et Lavoie (1982) reconnaissent quatre domaines lithotectoniques dans la zone centrale de la Fosse du Labrador:

1. une zone occidentale autochtone relativement stable au cours de la sédimentation et de l'orogenèse;
2. une zone centrale de chevauchement affectant essentiellement les sédiments et le complexe volcano-sédimentaire du premier cycle;

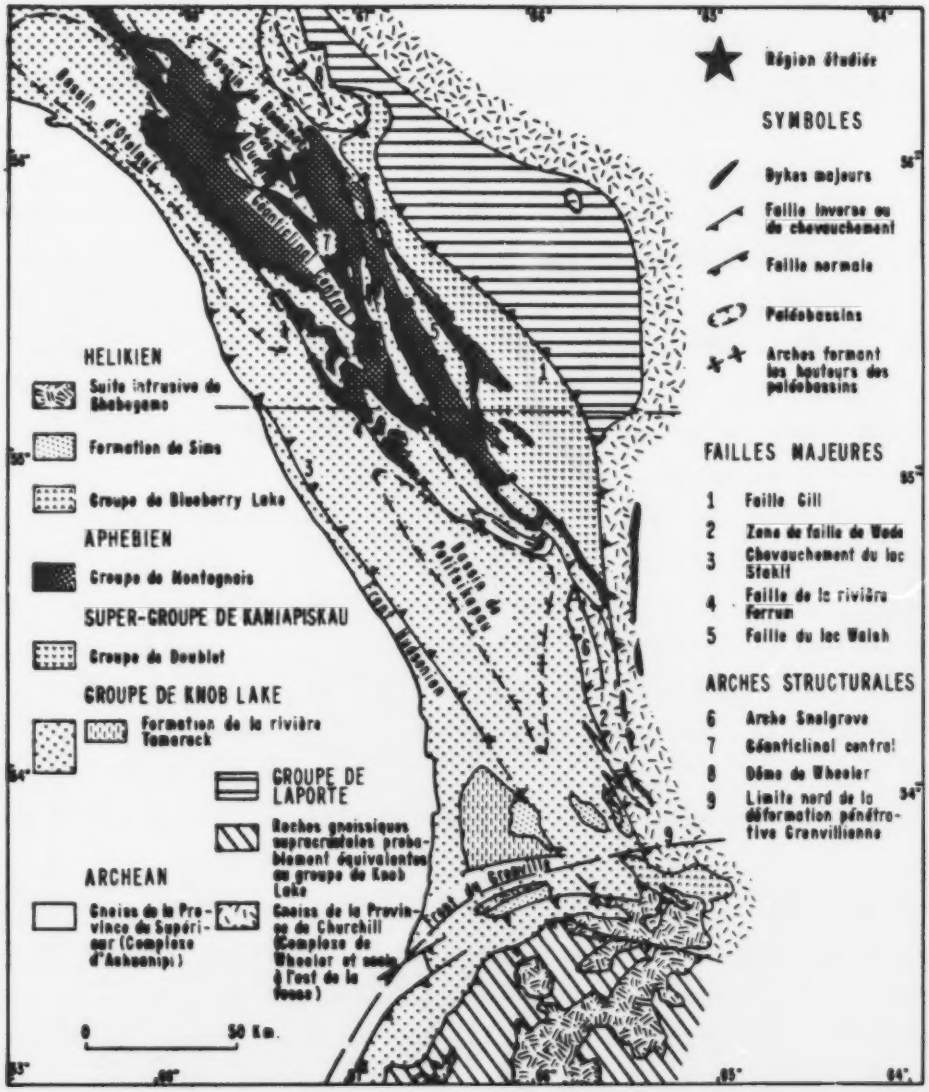


Figure 3. Géologie générale de la zone centrale de la Fosse du Labrador (d'après Wardle et Bailey, 1981).

3. un complexe sédimentaire et igné allochtone composé d'épaisses coulées basaltiques et de filons-couches de gabbro à travers lesquels s'intercalent des niveaux de shales noirs;
4. un complexe gneissique archéen remobilisé au cours de l'orogenèse.

GÉOLOGIE DES BASSINS DE ROMANET ET DUNPHY

Le **bassin de Romanet** constitue une entité lithologique NW-SE d'environ 60 km de long et 30 km de largeur maximale, légèrement oblique sur la structure générale NNW de la Fosse du Labrador (fig. 3).

Structuralement, il apparaît en un "horst" qui expose actuellement les roches essentiellement sédimentaires des Sous-Groupes de Seward, de Pistolet et de Swampy Bay, entre deux blocs surtout constitués de basaltes (Formations de Bacchus et de Mistamisk) et de gabbros (Groupe de Montagnais). Les failles de la rivière Romanet et du lac Bertin, particulièrement bien exprimées topographiquement dans leur moitié nord-ouest, le limitent respectivement au nord et au sud. Elles apparaissent à Dimroth (1968, 1978) et Wardle et Bailey (1981) comme une réactivation des failles synsédimentaires. Celles-ci auraient donné naissance au bassin de Romanet, au sens paléogéographique, au cours du mouvement géanticlinal qui a séparé en deux la zone centrale-nord de la Fosse du Labrador peu après les périodes de sédimentation fluviatile et néritique du début du premier cycle sédimentaire.

Le **bassin de Dunphy** constitue une entité physiographique et lithotectonique. Topographiquement cette entité se définit par une dépression NW-SE d'une cinquantaine de kilomètres de long et d'une dizaine de kilomètres de large. Géologiquement, le bassin de Dunphy marque le front occidental du complexe sédimentaire et igné allochtone défini par Le Gallais et Lavoie (1982).

Les sédiments clastiques fluviatiles de la Formation de Chakonipau occupent en superficie plus de la moitié du fond du bassin. Une série

marine néritique peu épaisse à pélites et carbonates (Formations de Dunphy et de Lace Lake) les recouvre. Cette série affleure sporadiquement à l'ouest et au nord-ouest du bassin alors qu'elle semble recouvrir plus uniformément les régions est et sud-est. Une épaisse séquence monotone de filons-couches de gabbro (Groupe de Montagnais), de roches volcaniques et de sédiments (Formation de Bacchus) ceint cette dépression.

CONTEXTE GÉOLOGIQUE LOCAL

LOCALISATION DES SECTEURS ÉTUDIÉS

Au cours des étés 1982, 1983 et 1984 nos travaux se sont concentrés autour des indices minéralisés de deux secteurs de la zone centrale-nord de la Fosse du Labrador.

Le secteur du lac Romanet se trouve à la limite centre-sud du bassin de Romanet, là où la faille du lac Bertin met en contact les roches sédimentaires aphébiennes du Sous-Groupe de Seward au nord et les gabbros du Groupe de Montagnais au sud (fig. 4A).

Le secteur du lac Dunphy occupe l'extrémité nord-ouest du bassin de Dunphy, soit les versants ouest de la baie septentrionale et les versants nord et sud du bras occidental du lac Dunphy (fig. 4B). Dans ce secteur nous incluons les terrains essentiellement sédimentaires sis au nord-ouest du lac Effiat (fig. 4C).

LITHOSTRATIGRAPHIE

Un sommaire des lithologies rencontrées au cours de nos travaux et de la stratigraphie des secteurs des lacs Romanet et Dunphy est présenté au tableau 2.

UNITÉS / SECTEURS			LAC DUNPHY	LAC ROMANET
PLÉISTOCÈNE ET RÉCENT			Dépôts glaciaires, sable, gravier, tourbe.	Dépôts glaciaires, sable, gravier, tourbe.
APHÉBIEN		GROUPE DE MONTAGNAIS	Gabbro massif à grain moyen à grossier.	Gabbro massif à grain moyen à grossier.
			CONTACT	INTRUSIF
SUPER-GROUPE DE KANIAPISKAU	GROUPE DE KNOB LAKE	ATTIKAMAGEN / FM. BACCHUS	Schiste ardoisier graphitique. Basalte coussiné ou massif. Arénite quartzifère, feldspathique ou arkosique, pélite, schiste ardoisier graphitique.	Pélite grise et noire, wacke, arénite quartzifère. Basalte coussiné ou massif, schiste ardoisier subordonné.
			HIATUS SÉDIMENTAIRE ET/OU TECTONIQUE	Absence dans le secteur étudié. - des Formations de Romanet et de Du Chambon du sous-Groupe de Swampy-Bay - des Formations d'Alder et d'Uvé du sous-Groupe de Pistolet.
		SOUS-GROUPE DE PISTOLET / FORMATION DE LACE LAKE	Faciès calcaro-pélitique: siltite quartzifère, massive finement laminée, gris verdâtre, interstrats de calcaire cristallin sableux. Faciès calcareux: calcaire sableux rubané grossièrement folié; quelques lamines et strates de marne brun rougeâtre. Faciès dolomito-calcareux: calcaire cristallin à grain fin, interstratification de calcaire rubané microsparitique, de dolomie calcareuse grise à patine brune et de pélite gris verdâtre très finement laminée.	Argilite et siltite gris foncé, laminées et rythmées Grauwacke massive, gris verdâtre, grain fin à moyen en strates décimétriques à métriques. Wacke faiblement folié, gris foncé à noir, grain fin, parfois légèrement conglomératique. Rares concrétions calcareuses.
		SOUS-GROUPE DE SEWARD / FORMATION DE DUNPHY	Dolomie blanche à rose, stromatolithique rubanée et laminée, parfois massive. Rares interlits de pélite pourpre ou verdâtre.	Membre dolomitique Faciès stromatolithique: interstratification de strates décimétriques à métriques de dolomie blanche massive peu laminée et de dolomie blanche rubanée et laminée. Rares interlits de pélite pourpre. Faciès dolomitique argilo-gréseux: interstratification assez régulière de strates centimétriques à décimétriques de dolomie massive, de dolomie rubanée et laminée, de dolomie gréseuse et de grès dolomitique. Fréquents interlits centimétriques de pélite pourpre parfois gréseuse. Quelques horizons mineurs de schiste chloriteux. Membre dolomito-pélitique Pélite finement laminée à patine verte interstratifiée avec des strates centimétriques, localement décimétriques de dolomie grise à patine brune. Membre pélitique Schiste ardoisier gris foncé à noir, pélite gris foncé à litage rythmé centimétrique. Quelques strates décimétriques de dolomie grise parfois calcareuse à patine brune.
		FM. CHIBOUGAMAU	Arénite feldspathique ou arkosique rose, grain moyen à très grossier, très bien lité. Quelques évidences de laminites hématitiques et de stratifications obliques.	Arénite feldspathique ou arkosique, gris rosé à gris verdâtre clair, grain moyen à très grossier, parfois légèrement conglomératique. Stratification planaire ou entrecroisée; laminations hématitiques fréquentes surtout associées aux stratifications entrecroisées. Conglomérat polygénique arkosique massif.

Tableau 2. Lithostratigraphie comparée des secteurs des lacs Romanet et Dunphy.

GÎTOLOGIE

Les indices minéralisés étudiés dans les secteurs des lacs Romanet et Dunphy ont pour la plupart été découverts au début des années 1960 par les compagnies Norancon Exploration, Canalask Nickel Mines Ltd., Mid-Chibougamau Mines, Satellite Metal Mines, Jonsmith Mines, Anacon Lead Mines et Hollinger North Shore Exploration. Jusqu'en 1965 ils firent l'objet de travaux d'exploration variés (levés géologiques, géophysiques et géochimiques, tranchées, forages) qui permirent de reconnaître d'intéressants prospects sans toutefois identifier des gîtes économiques.

Plus récemment, la région attira l'attention de compagnies d'exploration minière orientées vers la recherche d'uranium. Des levés radiométriques aéroportés furent ainsi menés par la Québec Ungava Mining Co. Ltd. (1978), Eldorado Nucleaire (1982) et Saarberg Interplan (1982, 1983). Ces travaux menèrent à l'identification de plusieurs indices uranifères dans le bassin de Romanet; l'un deux est localisé dans notre secteur d'étude.

Le réexamen des découverts minéralisés des secteurs des lacs Romanet et Dunphy au cours de nos missions de terrain a montré l'existence de plusieurs types de minéralisation, certaines d'entre elles se superposant dans le même gîte. À partir de la stratigraphie, des lithologies encaissantes ou associées et des associations minéralogiques, nous en avons distingué cinq types, certains faisant l'objet de sous-types.

Type 1: Minéralisation cuprifère en milieu sédimentaire carbonaté.

Sans qu'une filiation métallogénique n'apparaisse véritablement, nous avons regroupé dans ce type les minéralisations stratoïdes associées au

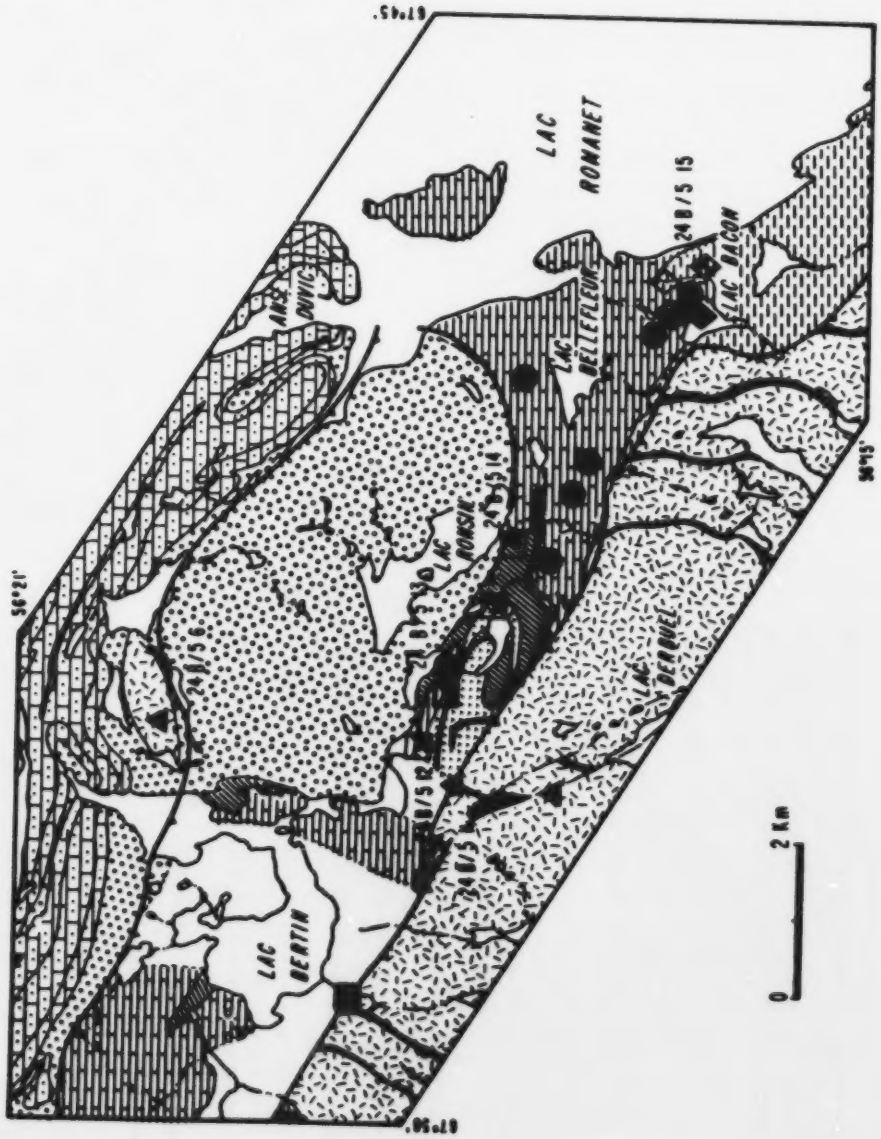


Figure 4a. Localisation et typologie des indices minéralisés du secteur du lac Romanet.

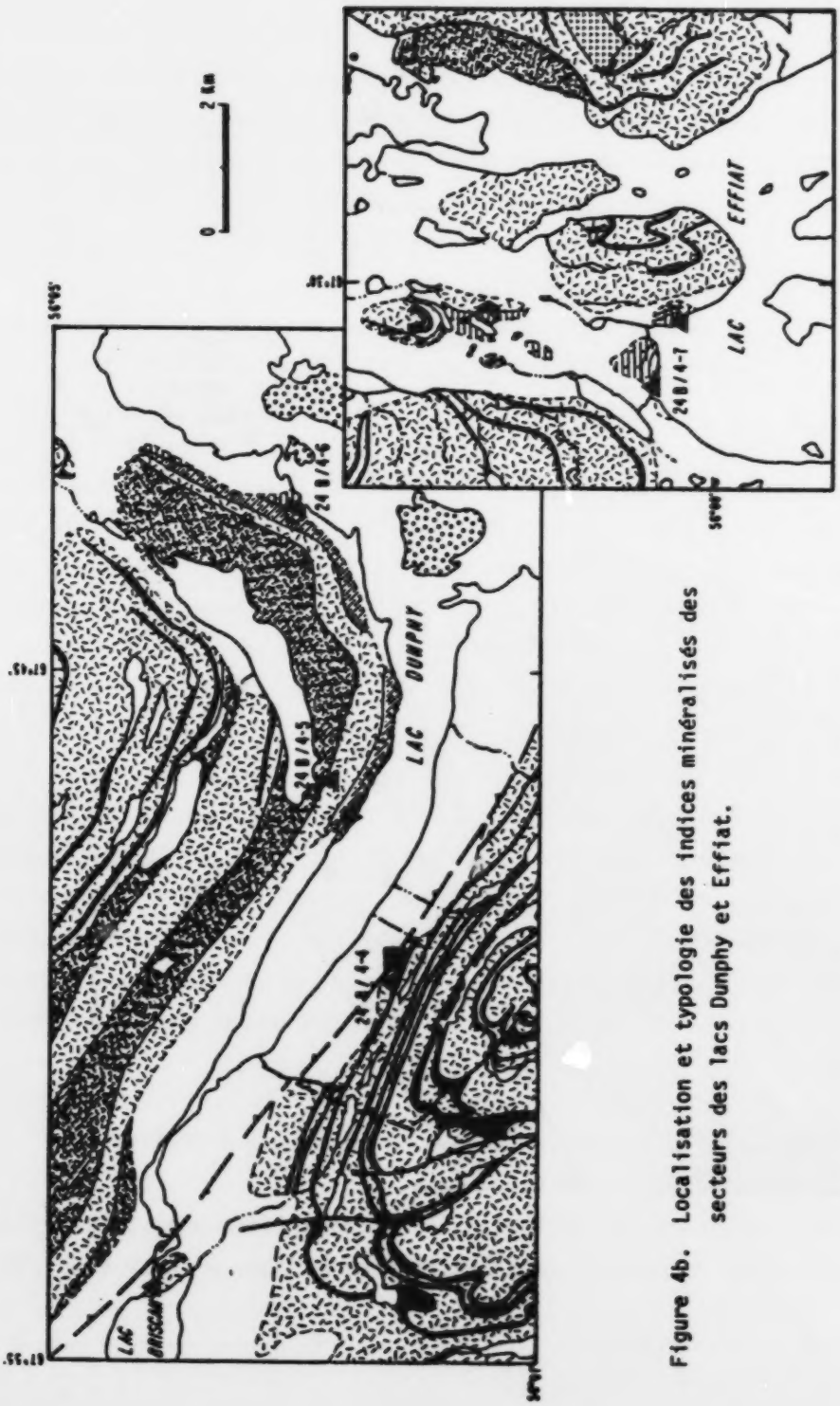


Figure 4b. Localisation et typologie des indices minéralisés des secteurs des lacs Dunphy et Effiat.

MINÉRALISATIONS

24 B / 4 1 — Identification des indices minéralisés selon les fiches de gîte minéral du MERQ.

TYPE 1: MINÉRALISATIONS CUPRIFÈRES EN MILIEU SÉDIMENTAIRE CARBONATÉ.

- Type 1A: minéralisations stratoïdes associées au membre dolomitique de la Formation de Dunphy.
- Type 1B: minéralisations associées au faciès dolomito-calcareux de la Formation de Lace Lake.

TYPE 2: MINÉRALISATIONS ASSOCIÉES À LA MISE EN PLACE DE FILONS-COUCHES OU DE DYKES DE GABBRO.

- Type 2A: minéralisation cuprifère d'épontes bréchoïdes calcitiques.
- Type 2B: enrichissements de magnétite.

TYPE 3: MINÉRALISATIONS ASSOCIÉES AUX FAILLES ET ZONES DE CISAILLEMENT.

- Type 3A: minéralisations zincifères de brèches de faille.
- Type 3B: minéralisations cuprifères épigénétiques de zones de cisaillement.
- Type 3C: minéralisations hématitiques de zones de cisaillement minéures dans la Formation de Chakonipau.

TYPE 4: MINÉRALISATIONS ENCAISSÉES DANS LES ROCHES IGNÉES BASIQUES.

- Type 4A: minéralisations polymétalliques en Zn, Cu et Pb associées à des veines de calcite.
- Type 4B: minéralisations cuprifères associées à des veines de quartz-carbonate.

TYPE 5: MINÉRALISATIONS ENCAISSÉES DANS DIVERS FACIÈS SÉDIMENTAIRES.

- Type 5A: minéralisations cupro-uranifères en faciès dolomitique argilo-gréseux (Formation de Dunphy).
- Type 5B: minéralisations pyriteuse des conglomérats dolomitiques (Formation de Dunphy).
- Type 5C: minéralisations pyriteuses stratiformes associées aux pélites de la Formation de Lace Lake.

LITHOLOGIES

PLEISTOCÈNE ET RÉCENT

Sable, gravier, tourbe, till

GROUPE DE MONTAGNAIS

Gabbro

SOUS-GROUPE D'ATTIKAMAGEN

FORMATION DE BACCHUS

Basalte (a); shale, wacke quartzifère (b)

SOUS-GROUPE DE SHAMPY BAY

FORMATION DE DU CHAMBON

Wacke quartzifère, ardoise graphitique

SOUS-GROUPE DE PISTOLET

FORMATIONS D'ALDER ET D'UVÉ

Dolomie, grès dolomitique, quartzite

FORMATION DE LACE LAKE

Shale, siltite (a); calcaire cristallin (b)

SOUS-GROUPE DE SEMAD

FORMATION DE DUNPHY

Membre dolomitique

Membres pélitique et dolomito-pélitique

FORMATION DE CHAKONIPAU

Arkose, conglomérat arkosique

SYMBOLES

Contour géologique

Contour du Pléistocène

Faille

Figure 4c. Légende des figures 4a et 4b.

membre dolomitique de la Formation de Dunphy (type 1A) et les minéralisations associées au faciès dolomito-calcareux de la Formation de Lace Lake (type 1B).

Le type 1A rencontré dans le secteur du lac Romanet, est caractérisé par une minéralisation à chalcosine-digénite, bornite et chalcopyrite associée à des fentes de tension dolomitiques ou disséminée dans une dolomie laminée à structure algaire. La minéralisation présente un excellent contrôle lithologique et stratigraphique et se confine à plusieurs horizons disposés parallèlement à la stratification. Le plus important a une puissance de 15 à 20 m et peut être suivi en affleurement sur plus de 1,5 km. Quatre forages d'exploration réalisés par la Hollinger North Shore Exploration Co. ont montré que cet horizon porteur se poursuit sur au moins une centaine de mètres en profondeur. Parmi les modèles métallogéniques proposés (S. Chevé, à paraître) les modèles sédimentaires paraissent les plus plausibles dans le cadre géologique régional du bassin de Romanet. Toutefois, une remobilisation locale lors des déformations plicatives est nécessaire pour expliquer l'ensemble des caractéristiques de ce type de minéralisation.

Le type 1B dans le secteur du lac Dunphy se caractérise par une minéralisation à bornite et chalcopyrite qui se partage entre deux habitus aux développements inégaux. On la rencontre en effet soit à l'état disséminé dans des calcaires cristallins affectés de plis d'écoulement complexes au coeur d'une structure anticlinale, soit, de façon plus spectaculaire, dans des veines et veinules de calcite spathique grossière. Dans l'ensemble ces dernières suivent fidèlement le litage, et ce, même dans les complications les plus extrêmes engendrées par les disharmonies associées aux structures plicatives. Si la source des éléments qui ont participé à cet événement minéralisateur ne peut être précisée dans l'état actuel de nos connaissances, l'ensemble des observations de terrain nous amène à penser que l'injection tardi-tectonique

des veines de carbonate minéralisées s'est faite par pression hydraulique suite au piégeage du fluide minéralisateur dans le coeur de la structure anticlinale.

Type 2: Minéralisations associées à la mise en place de filons-couches ou de dykes de gabbro.

Nous regroupons ici deux types de minéralisations qui se développent au contact d'une intrusion de gabbro et de la roche encaissante.

Le premier sous-type (type 2A) a été observé dans le secteur du lac Romanet. Il s'agit d'une minéralisation cuprifère à chalcopyrite et accessoirement bornite qui s'est développée dans l'éponte bréchoïde d'un filon-couche de gabbro en contact avec des dolomies apparamment stériles du membre dolomitique de la Formation de Dunphy.

Le second sous-type (type 2B) est ici mentionné pour décrire au nord-ouest du lac Effiat (secteur du lac Dunphy), des enrichissements locaux très marqués de magnétite automorphe dans l'éponte d'un filon-couche de gabbro en contact avec une dolomie massive que nous assignons à la Formation de Dunphy.

Type 3: Minéralisations associées aux failles et zones de cisaillement.

Suivant la nature de l'accident tectonique et de la paragenèse, nous avons reconnu trois sous-types.

Le premier sous-type (type 3A) caractérise les minéralisations essentiellement zincifères que l'on retrouve en association avec les brèches tectoniques. Les deux principaux sites sont celui du lac Bertin (secteur du lac Romanet) où la minéralisation accompagne la brèche de

la faille du lac Bertin et celui du lac Dunphy, où la minéralisation se localise sur le tracé d'une faille NW-SE qui marque le contact entre le complexe igné et sédimentaire du bloc du lac Cramolet et les formations sédimentaires du bassin de Dunphy.

Au lac Bertin la minéralisation constitue environ 5% de la masse rocheuse bréchifiée. Elle se caractérise par un assemblage de pyrrhotine, pyrite, sphalérite et accessoirement chalcopyrite que l'on rencontre à l'état de petites mouches dans les fragments de gabbro silicifé ou, plus fréquemment, en petits agrégats millimétriques dans le matériel calcitique qui cimente les fragments de la brèche.

Au lac Dunphy, plusieurs sites minéralisés de quelques dizaines de mètres carrés de superficie s'échelonnent sur le tracé de cette faille. Dans tous les cas, une minéralisation presque exclusivement à sphalérite les caractérise. La chalcopyrite et la pyrite, peu abondantes (moins de 2% de la paragenèse sulfurée), tardives, apparaissent dans des microveinules qui recoupent la sphalérite. À plusieurs endroits la sphalérite massive sert de matrice aux éléments impliqués dans la brèche. En un site, en particulier, cette matrice sphaléritique constitue plus de 65% de la brèche sur une surface exposée d'environ 5 m de diamètre qui fit l'objet d'une tranchée et d'un forage par la Norancon Exploration.

Le second sous-type (type 3b) se réfère aux minéralisations cuprifères épigénétiques qui accompagnent plusieurs zones de cisaillement au sud et à l'ouest du lac Ronsin (secteur du lac Romanet). Ces zones marquent entre autre le contact entre la Formation de Chakonipau et le membre pélitique de la Formation de Dunphy (sud du lac Ronsin) et le contact entre une unité de métabasites et les dolomies de la Formation de Dunphy (ouest du lac Ronsin). Sur ces deux sites la paragenèse consiste en chalcosine, pyrite, malachite et accessoirement bornite et chalcopyrite.

Le troisième sous-type (type 3C) caractérise le développement de veines et veinules d'hématite massive qui accompagnent les cisaillements mineurs que l'on observe dans les grès de la Formation de Chakonipau.

Type 4: Minéralisations encaissées dans les roches ignées basiques.

Suivant la nature de la gangue et la paragenèse métallique, nous avons reconnu deux sous-types soit, une minéralisation polymétallique en Zn, Cu et Pb associée à des veines de calcite (type 4A) et une minéralisation cuprifère associée à des veines de quartz-carbonate (type 4B).

Le type 4A se rencontre dans les deux secteurs d'étude. Il est associé à des fractures de cisaillement, des fentes de tension et des veinules ne dépassant pas quelques centimètres d'épaisseur et un ou deux mètres d'extension longitudinale maximale. Le matériel de remplissage non métallique est exclusivement composé de calcite blanche granoblastique en grains de 1 à 3 mm de diamètre. Dans les zones de cisaillement plus prononcées, des fragments de gabbro encaissant s'y incorporent à l'occasion. La minéralisation ne représente jamais plus de 5% du matériel de remplissage. Sa paragenèse métallique est représentée par la sphalérite, la chalcopyrite, la galène, la pyrite et la magnétite. Toutefois il est important de noter que d'un site à un autre ou sur un même site, l'expression quantitative de ces minéraux varie beaucoup d'une veine à l'autre; généralement une des phases minérales précédentes domine nettement les autres.

Le type 4B a été observé sur un site du secteur du lac Dunphy où un filon-couche mafique d'une dizaine de mètres de puissance s'injecte au sommet du faciès calcareux de la Formation de Lace Lake. Les veines minéralisées ont une épaisseur qui varie de quelques centimètres à une dizaine de centimètres. Elles sont entièrement localisées dans la roche mafique où elles adoptent une attitude générale conforme à celle

du contact avec les roches sédimentaires encaissantes. Les mieux exprimées se situent au sommet du filon-couche, au contact même ou à quelques décimètres de celui-ci. La minéralisation cuprifère consiste en bornite, chalcopyrite et en leur produit d'altération superficielle, la malachite. Quelques rosettes d'hématite accompagnent à l'occasion la paragenèse sulfurée.

Type 5: Minéralisations encaissées dans divers faciès sédimentaires.

Nous avons regroupé sous ce vocable trois types de minéralisations.

Une minéralisation cupro-uranifère à chalcosine, malachite, uraninite-pechblende et produits jaune uranifères constitue le sous-type 5A. Cette minéralisation très locale du secteur du lac Romanet est associée à des fractures qui recoupent une strate dolomitique du membre dolomitique (faciès dolomitique argilo-gréseux) de la Formation de Dunphy.

Le sous-type 5B définit une minéralisation de pyrite et accessoirement de chalcopyrite disséminée dans un conglomérat dolomitique à cailloux felsiques.

Le sous-type 5C illustre les minéralisations pyriteuses stratiformes associées à certaines lamines ou strates silteuses des pélites de la Formation de Lace Lake dans le secteur du lac Romanet.

La distribution dans le temps des différents types de minéralisation des secteurs des lacs Romanet et Dunphy indique que la Fosse du Labrador constitue une province métallique hétérotypique et hétérochrone. En outre, dans les secteurs sous étude, la considération chronologique

des différents types de minéralisation en fonction, non plus de l'ensemble des critères qui ont servi à les identifier (paragenèse, stratigraphie, encaissant, etc....) mais en fonction de leur seul contenu métallique donne une autre dimension à notre approche typologique. Ainsi, alors que le cuivre apparaît dès les premières manifestations sédimentaires néritiques de la Fosse du Labrador, le zinc, le plomb et l'uranium ne manifestent leur présence qu'au cours des derniers épisodes de l'orogenèse hudsonienne. Zn, Pb et U présentent donc un "retard métallogénique" sur le cuivre. D'autre part, le cuivre n'est pas restreint qu'aux formations sédimentaires carbonatées, il accompagne à des degrés variables les divers types de minéralisation syn-orogéniques. Par le fait même, il acquiert un caractère permanent dans la métallogénie des régions étudiées. Nos observations étant limitées à des secteurs spécifiques de la Fosse du Labrador, cette permanence du cuivre et ce retard du zinc, du plomb et de l'uranium n'ont qu'une portée restreinte. La confirmation de ses caractéristiques, leur limitation ou leur infirmation à une échelle plus régionale, voire leur extension à l'ensemble de la Fosse du Labrador doit donc être évaluée. Cet aspect sort du cadre actuel de notre travail. De notre connaissance des indices minéralisés de la zone centrale nord de la Fosse du Labrador, il nous semble raisonnable actuellement d'accorder une portée plus régionale à ces signatures métalliques.

L'étude des indices minéralisés des secteurs des lacs Romanet et Dunphy permet de dégager un certain nombre de métallotectes qui ont contribué à l'édification des concentrations minérales. Leur extrapolation en dehors de ces secteurs reste soumise aux mêmes contraintes que celles énoncées précédemment. **Les métallotectes révélateurs des minéralisations cuprifères sont de trois types.** Les deux premiers, d'ordre **lithologique et paléogéographique**, témoignent de l'association de certaines minéralisations à une sédimentation carbonatée de plateforme en milieu tidal. Le troisième, d'ordre **structural**, relie d'autres minéralisations aux déformations plicatives et discontinues de l'orogenèse hudsonienne. **Les potentiels en Zn, Pb et U apparaissent**

quant à eux, limités à des métallotectes structuraux discontinus tardi-orogéniques. Cette identification des métallotectes devrait être prise en considération par les compagnies minières dans leur stratégie d'exploration de cette région de la Fosse du Labrador.

Pour être plus pragmatique, l'intérêt de ces différents types de minéralisation est très variable et dépend dans une large mesure du point de vue selon lequel on se place. Les minéralisations de type 1 (1A et 1B) et de type 3A sont celles qui présentent le plus un intérêt économique. Celles de type 2A et 4A ne devraient pas, pour autant, être négligées dans une campagne d'exploration minière. L'importance du type 5A ne devrait pas non plus être sous-estimée; dans un cadre gîtologique plus régional il s'inscrit probablement dans un type plus vaste englobant les indices uranifères et accessoirement cuprifères ou thorifères que l'on rencontre à proximité de la faille de la rivière Romanet. Pour le moment nous considérons les autres sur un plan plus académique, en leur reconnaissant une portée essentiellement métallogénique, qui, dans certains cas reste encore à préciser.

REMERCIEMENTS

Nous tenons à remercier M. Thomas Clark du MERQ pour sa lecture critique de la version initiale du présent manuscrit.

RÉFÉRENCES

CHEVÉ, S.R. (1984). Géologie de l'extrémité NW du lac Dunphy, Fosse du Labrador. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DP-84-01, 18 p.

CHEVÉ, S.R. (à paraître). Les indices minéralisés du lac Dunphy, Fosse du Labrador (Nouveau-Québec). Rapport intérimaire, ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec.

CHEVÉ, S.R. (à paraître). Les indices minéralisés du lac Romanet, Fosse du Labrador (Nouveau-Québec). Rapport intérimaire, ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, ET 83-13.

DIMROTH, E. (1970). Evolution of the Labrador geosyncline. Geological Society of America Bulletin, vol. 81, pp. 2717-2742.

DIMROTH, E. (1978). Région de la Fosse du Labrador (54°30'-56°30'). Ministère des Richesses naturelles du Québec, RG-193, 396 p.

DIMROTH, E. (1981). Labrador geosyncline: type example of Early Proterozoic cratonic reactivation. In: Kroner, A. (ed.), Precambrian Plate Tectonics. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, pp. 331-352.

DIMROTH, E., BARAGAR, W.R.A., BERGERON, R., JACKSON, G.D. (1970). The filling of the circum-Ungava geosyncline. In Symposium on basins and geosynclines of the Canadian Shield, A.J. Baer (ed.), Geological Survey of Canada, Paper 70-40, pp. 45-142.

LE GALLAIS, C.J., LAVOIE, S. (1982). Basin evolution of the Lower Proterozoic Kaniapiskau Supergroup, central Labrador miogeocline (through), Quebec. Bulletin of Canadian Petroleum Geologists, vol. 30, pp. 150-166.

WARDLE, R.J., BAILEY, D.G. (1981). Early Proterozoic sequences in Labrador. In: Proterozoic basins of Canada, F.H.A. Campbell (ed.), Geological Survey of Canada, Paper 81-10, pp. 331-359.

LE MANGANÈSE DANS LA RÉGION DE SCHEFFERVILLE

par

Leslie Kish et Yve Bourque
(Ministère de l'Énergie et des Ressources)

Le manganèse est un constituant essentiel dans la production de certains types d'acier. Il est utilisé comme désulphurant dans la fusion du minerai de fer et comme additif dans les alliages d'acier pour en augmenter la force, la dureté et la résistance. Certains aciers extrêmement durs (ex: concasseur) peuvent contenir de 10 à 14% Mn. L'utilisation non-sidérurgique du manganèse se concentre dans l'industrie des piles électriques et des produits chimiques.

Les plus grands producteurs mondiaux de minerais de manganèse sont l'URSS, l'Afrique du Sud, le Brésil, le Gabon, l'Australie, l'Inde et le Chili. Le minerai contient généralement de 30 à 50% de manganèse sous forme d'oxydes. La production mondiale annuelle de minerai de manganèse est de l'ordre de 20 à 25 millions de tonnes.

L'importation canadienne de minerai de manganèse et de concentré varie de 70 000 à 100 000 tonnes annuellement (15$ à 20$ millions). Le ferromanganèse, pour sa part, est importé à raison de 25 000 à 30 000 tonnes par année (18$ à 22$ millions).

Toutes les réserves de manganèse connues au Canada sont de basses teneurs et les coûts d'exploitation sont très élevés comparativement au prix du marché international. Les deux producteurs canadiens de ferromanganèse (Union Carbide et Chromasco Ltd) sont installés au Québec et importent leur minerai. Le marché pour une production canadienne de minerai est donc ouvert.

Sur la scène québécoise, une recherche sur le manganèse a été entreprise en 1982 par le M.E.R. Les considérations géologiques (association connue de manganèse avec la formation de fer protérozoique de la Fosse du Labrador) et les considérations économiques (fermeture des mines de fer de Schefferville) nous ont orientés vers la Fosse du Labrador et plus particulièrement vers le district minier de Schefferville.

La compagnie I.O.C. a donné son plein appui à l'équipe du M.E.R. pour l'organisation et l'exécution des travaux de terrain. A partir des documents de la compagnie, une grande quantité de données sur les forages et la composition du minerai de fer produit depuis 1956 a été mise à notre disposition.

Contexte géologique

Les roches ferrifères de Schefferville se trouvent dans la Formation de Sokoman et en partie dans la Formation de Ruth de la séquence protérozoique de la Fosse du Labrador. Elles sont essentiellement des précipités chimiques composés de quartz cherteux, d'oxydes et de carbonates de fer. Les roches du Sokoman et des formations sous-jacentes ont été plissées et faillées à la fin du Protérozoique inférieur. Bien après cette déformation régionale, probablement durant le Mésosoique, les roches cherteuses ont été altérées localement par un lessivage météorique qui a diminué les rapports Si/Fe et Si/Mn et transformé les minerais de fer taconitique en minerais de fer marchand "direct shipping ore".

Définitions - Rappel Économique

Par la définition de la Cie I.O.C. le "cut-off grade" du minerai de Schefferville est de 50% de fer ou de fer et de manganèse combinés. Le minerai est "manganifère" s'il contient au moins 3.5% de manganèse. Le minerai de fer manganifère sur le marché mondial contient de 5 à 10% de manganèse.

La quantité de manganèse associé au fer dans les minerais de Schefferville est bien connue d'après les analyses des échantillons recueillis systématiquement par la I.O.C. Sa teneur varie de traces jusqu'à 10%. Les réserves de fer manganifère à Schefferville sont estimées à 11.7 million de tonnes, contenant en moyenne 45.6% de Fe et 6.3% de Mn. Evidemment, ceci n'est pas une source économique de manganèse. Le minerai de manganèse sur le marché mondial contient au moins 30% de Mn. Une connaissance approfondie acquise pendant 25 ans d'exploitation nous oblige à accepter les conclusions de la I.O.C. concernant la distribution de manganèse dans les minerais du Sokoman. Pour éviter une répétition des travaux d'évaluation, nous avons plutôt procédé à l'étude des zones adjacentes au Sokoman et de basses teneurs en fer.

Caractérisation des minerais de Schefferville

Il y a deux types majeurs de minerais à Schefferville: le "soft ore" et de minerai blocailleux "rubble ore". Le "soft ore" contient des oxydes hydratés (limonite, goethite), leur pigment colorant les roches en rouge, jaune ou brun ocre. Cette roche fragile et poreuse fut enrichie en fer par la dissolution partielle du contenu en silice (chert).

Le minerai blocailleux est constitué de particules fragmentées de "soft ore", récimentées en oxydes hydratés durs, majoritairement de la goethite, précipités des solutions.

Les conditions géochimiques nécessaires à la formation des deux types de minerais étaient nettement différentes. A basse température et à basse pression, la solubilité de Si et de Fe (ainsi que de Mn associé) est contrôlée par le pH du milieu: la solubilité du fer augmente avec l'acidité, tandis que celle de la silice s'accroit avec la basicité. La formation des deux types de minerais exprime donc deux processus géochimiques différents séparés dans le temps, la mobilisation du fer étant l'évènement tardif.

Des évidences d'altérations se retrouve non seulement dans le Sokoman mais aussi dans les roches adjacentes: la lixiviation de la silice a transformé par endroit la quartzite de Wishart en un grès mou et poreux. Les oxydes opaques mobilisées se sont déposés dans le Wishart altéré, remplissant les pores et les ouvertures structurales.

L'analyse préliminaire des oxydes opaques précipités dans le Wishart a démontré qu'ils sont composés d'oxydes de fer et de manganèse et que les rapports Mn/Fe sont localement supérieurs à ceux observés dans les minerais du Sokoman.

Une étude d'équilibre des phases sur la solubilité du fer et du manganèse offre une explication à ce phénomène (Fig. 1). Le comportement de ces deux éléments face à une variation de pH et à un changement des conditions oxido-réductrices (Eh) est différent. Le champ de solubilité du manganèse est plus grand; il peut donc être séparé du fer et transporté plus loin.

La possibilité d'enrichissement du manganèse relativement au fer à l'échelle régionale nous a incités à entreprendre un programme de forage en vue d'une évaluation systématique. L'analyse des échantillons provenant des forages est présentement en cours. La teneur moyenne et le tonnage seront estimés d'après les résultats.

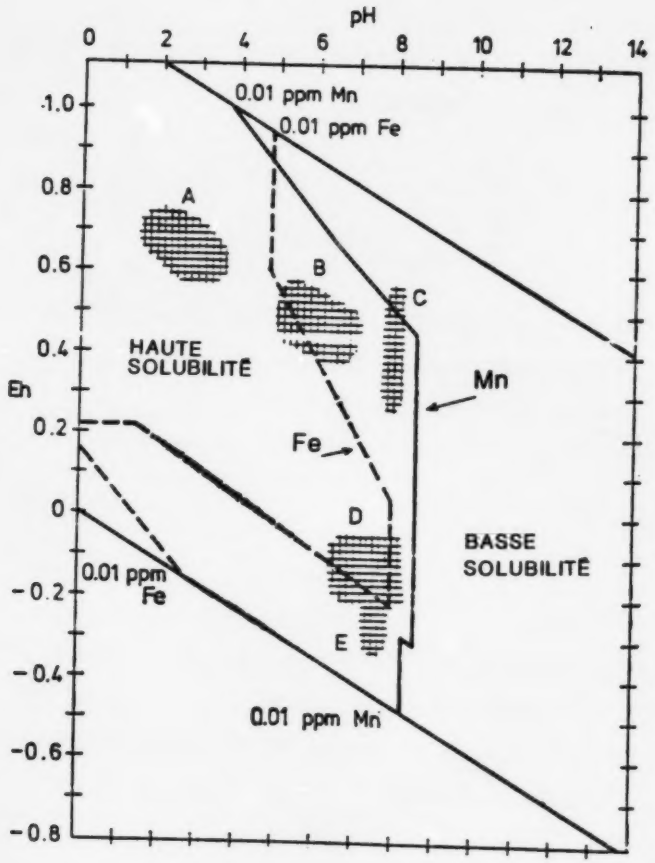


FIGURE 1

Solubilité différentielle du Fe et du Mn en fonction de Eh - pH

Champ A - eau de mines
B - pluie
C - eau de mer
D - eau de surface
E - eau anoxique

Ref.: Varentsov, I.M. and Grasselly, GY. (1980). Geology and geochemistry of manganese (Akadémiai Kiadó, Budapest).

LE GÎTE DE Zr, Y, Nb ET Be DU COMPLEXE ALCALIN DE STRANGE LAKE, QUÉBEC - LABRADOR[1]

par

I.S. Zajac, R. Miller, T. Birkett et S. Nantel
La Compagnie minière IOC, Sept-Iles

INTRODUCTION

Le gîte de Strange Lake est l'un des plus grands dépôts de Zr et d'Y au monde. De plus, il renferme des concentrations significatives de terres rares lourdes, telles que le Nb et le Be. D'autres éléments, le F, le Ta, le Sn, l'U et le Th, sont aussi fortement anomaux.

Le gîte fait partie du complexe alcalin de Strange Lake, et se situe à quelque 250 km au NE de Schefferville. Ce complexe est intéressant pour plusieurs raisons, mais particulièrement pour ses concentrations exceptionnellement élevées en éléments traces, son enrichissement tardif en Ca et sa minéralogie.

Dans cet exposé préliminaire sur le complexe de Strange Lake, nous discuterons de la géologie générale du complexe tout en accordant une attention particulière à ses caractéristiques exceptionnelles.

---

1 Présenté initialement à la Réunion annuelle du ICM à Ottawa, le 16 avril 1984.

Ce complexe a été découvert par la Compagnie minière IOC en 1979 dans un secteur peu connu du Nouveau-Québec - Labrador. L'exploration dans la région faisait suite aux levés régionaux de reconnaissance géochimique des sédiments de lac, menés conjointement par la Commission géologique du Canada et le Ministère des Mines et de l'Énergie de Terre-Neuve.

La localisation du complexe de Strange Lake par rapport à Schefferville et à Nain, petit village sur la côte du Labrador à environ 150 km à l'est, est illustrée à la figure 1.

GÉOLOGIE RÉGIONALE

La géologie de la région n'était connue auparavant que par le travail effectué par la Commission géologique du Canada (Taylor, 1975).

Les principaux types de roche rencontrés près du complexe sont des gneiss avec une orientation NNW et avec un pendage élevé. Ces gneiss ont surtout une composition feldspathique et sont métamorphisés au faciès amphibolite.

Le complexe alcalin, qui se situe dans une région marquée par un fort recouvrement glaciaire, a surtout été défini au moyen de sondages. Les parties les plus altérées et les mieux minéralisées du complexe n'affleurent pas.

A l'exception de quelques dykes de diabase, le complexe est l'événement intrusif le plus jeune de la région. Deux datations K/Ar, faites par la Commission géologique du Canada sur des amphiboles provenant probablement des roches les plus anciennes du complexe, ont donné des âges de 1138 et 1271 Ma.

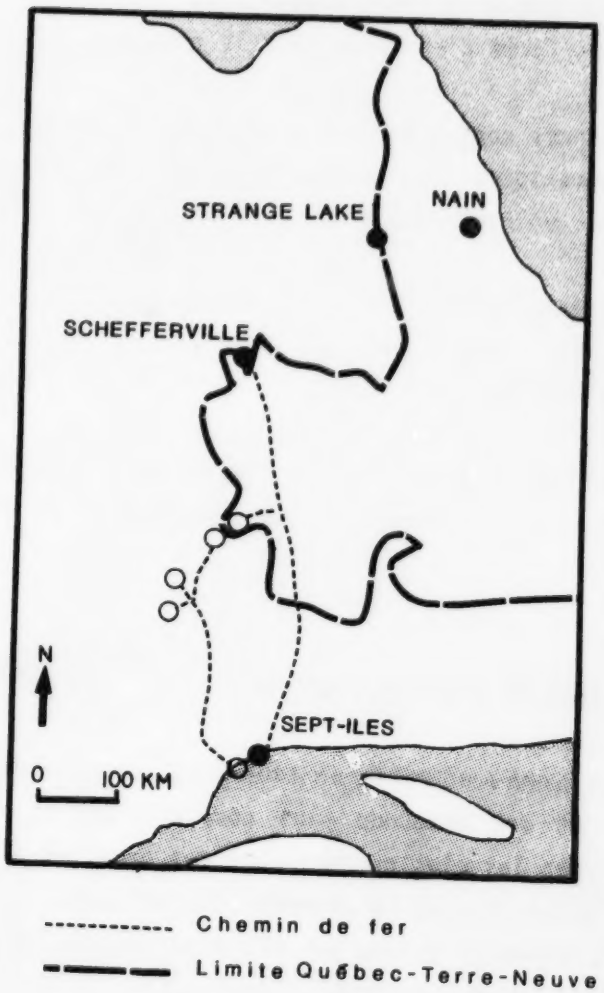


Figure 1. Localisation du complexe alcalin de Strange Lake.

GÉOLOGIE DU COMPLEXE ALCALIN

Les granites du complexe alcalin de Strange Lake sont nettement intrusifs dans les gneiss et les adamellites adjacents. Ces derniers se trouvent aussi sous forme d'enclaves dans le complexe.

Les contacts sont francs et transgressifs. Les réactions métamorphiques et métasomatiques sont peu développées et imperceptibles sur le terrain au-delà de quelques centimètres du contact.

Les granites qui forment le complexe de Strange Lake sont principalement de texture fine à moyenne, peralcalins et composés surtout de quartz, feldspath potassique, riebeckite, albite et aegyrine.

Les granites peuvent être subdivisés en trois unités principales: les granites pauvres, moyennement riches, et riches en minéraux exotiques (figure 2).

LES GRANITES PAUVRES EN MINÉRAUX EXOTIQUES

L'unité pauvre en minéraux exotiques comprend diverses variétés de granite alcalin et est beaucoup plus complexe que ne le laisse voir la figure 2. Les types les plus communs sont des granites à riebeckite, gris à gris sombre, à grain fin et localement porphyriques. Ils sont les moins riches en divers éléments traces et ils apparaissent aussi comme étant la phase la plus ancienne du complexe.

LES GRANITES MOYENNEMENT RICHES EN MINÉRAUX EXOTIQUES

Les granites moyennement riches en minéraux exotiques sont à grain moyen. Ils sont plus grossiers que les granites précédents et d'un gris plus clair. De plus ils se distinguent par leur degré d'altération et de

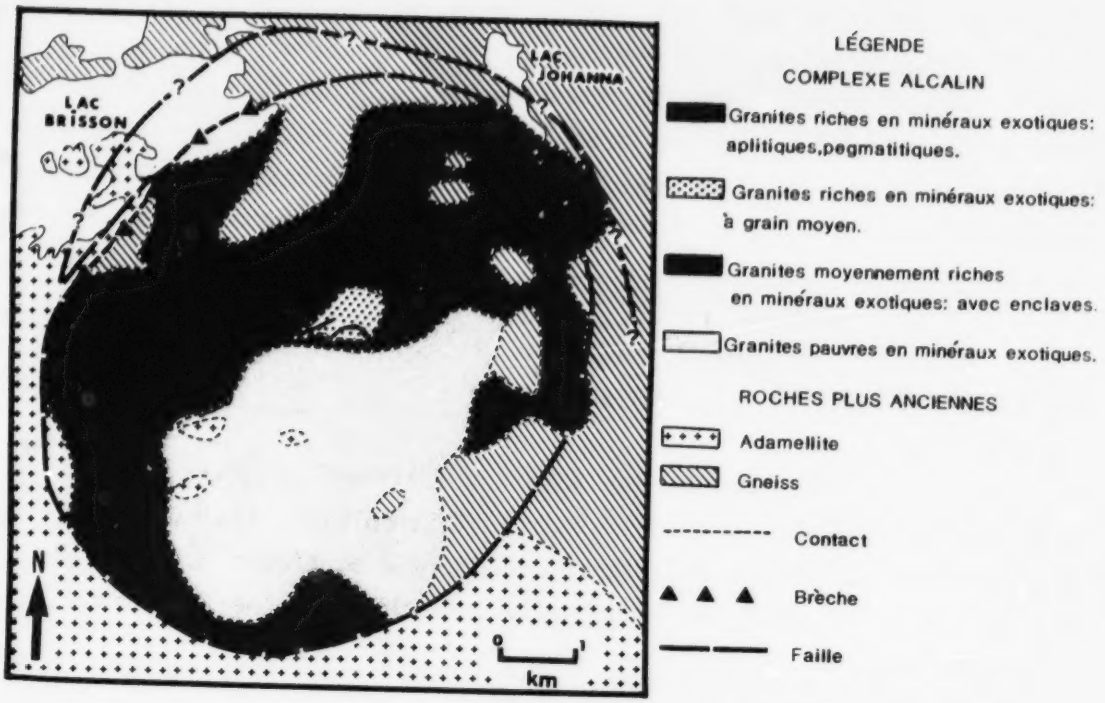


Figure 2. Géologie générale du complexe alcalin de Strange Lake.

minéralisation plus développé ainsi que par la présence d'enclaves mafiques qui les rend facilement identifiables. Ces enclaves, irrégulièrement distribuées, sont à grain fin et d'un gris sombre; elles ont la composition d'un granite alcalin plus mafique que la roche hôte. Cette composition est similaire à certains granites à riebeckite pauvres en minéraux exotiques.

Les contacts entre les granites pauvres et moyennement riches en minéraux exotiques ne sont pas très bien définis. Toutefois ces derniers sont probablement plus jeunes et intrusifs; les enclaves qu'ils renferment proviennent des granites à riebeckite à grain fin, plus anciens, et pauvres en minéraux exotiques.

LES GRANITES RICHES EN MINÉRAUX EXOTIQUES

Les granites riches en minéraux exotiques occupent une surface d'environ 1.5 km^2 dans la partie centrale du complexe. Ils sont intrusifs dans les granite moyennement riches en minéraux exotiques qui contiennent des enclaves. Ils sont nettement plus minéralisés et ne contiennent pas d'enclaves mafiques.

Le corps principal du granite, qui est à grain moyen, a la forme d'une lentille irrégulière ou d'un cône avec des contacts à pendage vers l'intérieur (figure 3).

On retrouve étroitement liés à ces granites à grain moyen, des granites aplitiques à grain fin et des granites pegmatitiques à grain grossier. Ils se présentent soit sous forme de lentilles subhorizontales, s'étendant en dehors du corps principal, ou encore sous forme de lentilles et de dykes fortement inclinés. Ces variétés allant de fines à pegmatitiques semblent être les phases les plus jeunes des granites riches en minéraux exotiques et il semble que certaines de ces pegmatites soient effectivement les dernières phases de mise en place.

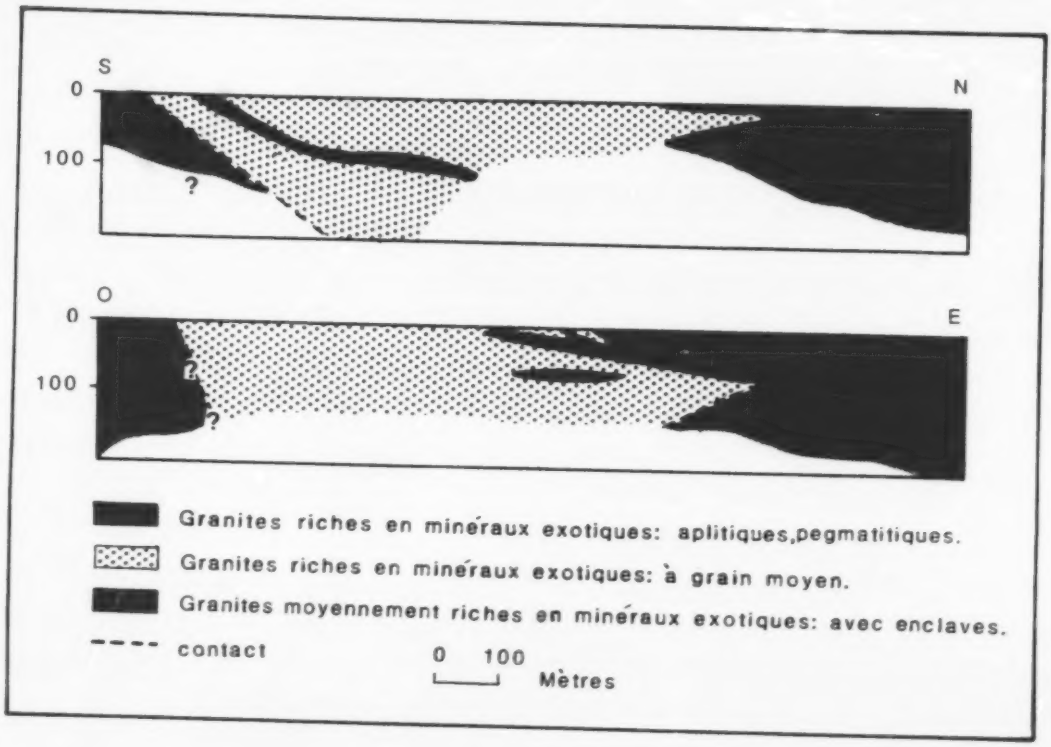


Figure 3. Coupe de la partie centrale du complexe alcalin de Strange Lake.

Quelques dykes et lentilles d'aplite et de pegmatite se trouvent également dans d'autres parties du complexe, mais leur relation avec la zone centrale sont encore inconnues.

LES FAILLES ANNULAIRES

Le complexe de Strange Lake est délimité par deux failles annulaires. Seules les parties NW et S de la faille principale, la plus proche du granite, ont été reconnues à partir d'affleurements et de sondages. La localisation du reste de cette faille est essentiellement basée sur l'interprétation des données VLF-EM.

La partie NW de la faille principale, qui est bien définie, est une importante zone de brèche à fluorine ou à fluorine-hématite. A cet endroit, la faille est inclinée vers l'extérieur du complexe avec un pendage d'environ 20° à 35° NW. Dans la plupart des cas où elle a été observée, la faille est proche mais à l'extérieur du contact du granite. Elle apparaît comme étant un événement tardif de la formation du complexe.

MINÉRALOGIE

Une liste partielle des minéraux des différents types de granite du complexe de Strange Lake est donnée au tableau 1. Les minéraux sont disséminés et se sont rarement concentrés sous forme de veines. Les principaux minéraux qui constituent les roches sont le quartz, le feldspath potassique, la riebeckite, l'aegyrine et l'albite. Ces minéraux sont typiques des granites peralcalins. Par contre la plupart des minéraux accessoires du complexe de Strange Lake sont inhabituels par leur nature et leur abondance.

Granites frais, pauvres en minéraux exotiques	Granites altérés, moyennement riches en minéraux exotiques et granites altérés riches en minéraux exotiques	Granites altérés, riches en minéraux exotiques (partie septentrionale)
Riebeckite	Riebeckite	Aegyrine
	Aegyrine	
Elpidite	Gittinsite (Zr)	Zircon
Narsarsukite	Zircon	Sphène
Astrophyllite	Sphène	
Aenigmatite		
Fluorine blanche	Fluorine pourpre	Fluorine pourpre
	Minéraux argileux	Minéraux argileux
	Hématite	Hématite
	Pyrochlore (Nb)	Pyrochlore
	Gadolinite (Y,Be)	Sidérite
	Minéral à Ca-Y	Bastnaesite
	Kainosite	"Gagarinite"
	Allanite	Gearksutite
	Bastnaesite	Thomsenolite
	Monazite	Sulfures
	Thorite	

Tableau 1. Liste partielle des minéraux du complexe alcalin de Strange Lake

LES GRANITES FRAIS, PAUVRES EN MINÉRAUX EXOTIQUES

La riebeckite est le minéral caractéristique de ces granites. Les minéraux accessoires mais très répandus sont la fluorine, l'elpidite, l'astrophyllite, l'aenigmatite et la narsarsukite. L'aenigmatite et l'astrophyllite sont des minéraux communs dans les granites peralcalins alors que la narsarsukite, d'après ce que nous en savons, est particulière au gîte de Strange Lake. La fluorine, lorsque présente, est incolore. Les autres minéraux accessoires exotiques et d'intérêt économique sont rares y compris le pyrochlore généralement abondant dans les autres types de roche du complexe.

GRANITES ALTÉRÉS MOYENNEMENT RICHES ET RICHES EN MINÉRAUX EXOTIQUES

Les différences minéralogiques entre les granites moyennement riches et les granites riches en minéraux exotiques se trouvent principalement dans l'abondance relative plutôt que dans les types de minéraux présents.

L'aegyrine est commune, tout comme l'albite qui est présente sous forme de prismes. L'albite n'est toutefois pas aussi abondante que dans d'autres granites peralcalins altérés et minéralisés. L'albitisation dans le complexe de Strange Lake n'est pas répandue ni liée de façon évidente à l'intensité de la minéralisation.

La gittinsite, un silicate rare de Ca et de Zr, est très commune dans le complexe de Strange Lake. Elle se développe souvent, si ce n'est toujours tout comme le zircon, à partir de l'elpidite pré-existante. Une bonne partie du sphène, qui forme des pseudomorphes tabulaires idiomorphes, remplace la narsarsukite.

Contrairement aux granites pauvres en minéraux exotiques, la fluorine prend différentes teintes de pourpre. Des argiles et l'hématite rouge à grain fin sont des minéraux accessoires peu abondants mais caractéristiques.

La gittinsite, la gadolinite, un minéral de Ca-Y et le pyrochlore sont les minéraux d'intérêt économique principal (tableau 1). L'importance de ces minéraux à Zr, Y et Be vient du fait que ceux-ci représentent une abondante source de ces éléments, sous une forme nouvelle et différente qui lui confère certains avantages sur des minerais plus conventionnels. Ces minéraux peuvent être traités par lixiviation; la qualité des concentrés obtenus est excellente.

La colonne de droite du tableau 1 a trait aux granites se retrouvant près de la partie septentrionale de la zone de brèche à fluorine. L'assemblage minéralogique est différent et peut refléter un événement intrusif et/ou métamorphique distinct de celui du complexe. L'aegyrine est beaucoup plus commune ici que dans les autres parties du complexe et prédomine sur la riebeckite. Le zircon y est le seul minéral à Zr identifiable. C'est l'un des seuls endroits dans le complexe où ni l'elpidite, ni la gittinsite ne sont présentes. De plus, le zircon y est mieux cristallisé et ressemble plus à un zircon normal; il semblerait, toutefois, qu'il soit secondaire et tardif.

Des carbonates, surtout la sidérose, sont présents en grande quantité. En plus de la fluorine qui est abondante, la gearksutite et la thomsenolite font aussi partie de l'assemblage. Un minéral du type gagarinite et de rares sulfures sont plus fréquents ici que dans d'autres parties du complexe.

CHIMIE

Les teneurs en éléments traces des granites de Strange Lake, surtout dans les faciès tardifs du complexe, sont remarquablement élevées. Le Zr et l'Y en sont des exemples typiques (figures 4 et 5). Les concentrations les plus faibles ont été notées dans les granites pauvres en minéraux exotiques. Les granites à enclaves, à concentration moyenne en minéraux exotiques, ont des teneurs intermédiaires, alors que ces teneurs sont plus élevées dans la partie nord du complexe. Le centre du complexe présente les concentrations les plus fortes. Ces dernières correspondent aux granites les plus jeunes et les mieux minéralisés.

Dans le complexe de Strange Lake, le Mg et surtout le Ca ne se comporte pas d'une façon typique des granites peralcalins. Ces derniers sont normalement pauvres en ces éléments alors que les granites les plus jeunes, les plus altérés et les mieux minéralisés ont subi un enrichissement très marqué (figure 6). Les granites les plus anciens du complexe ont cependant un contenu en Mg et en Ca près de la normale. Le Na présente aussi une anomalie puisque la quantité diminue des granites les plus anciens aux granites les plus jeunes.

La majeure partie du Mg se retrouve dans les "argiles", alors que presque tout le Ca se concentre dans la fluorine (soit 1/3 de la valeur), dans la gittinsite et dans les autres minéraux accessoires.

Les causes de l'enrichissement en Mg et Ca ne sont pas claires. Mais indépendamment de la cause, l'enrichissement en Ca est d'importance économique puisqu'elle est partiellement responsable de la minéralogie exceptionnelle qui confère au dépôt de Strange Lake un avantage sur les autres gisements de ce genre.

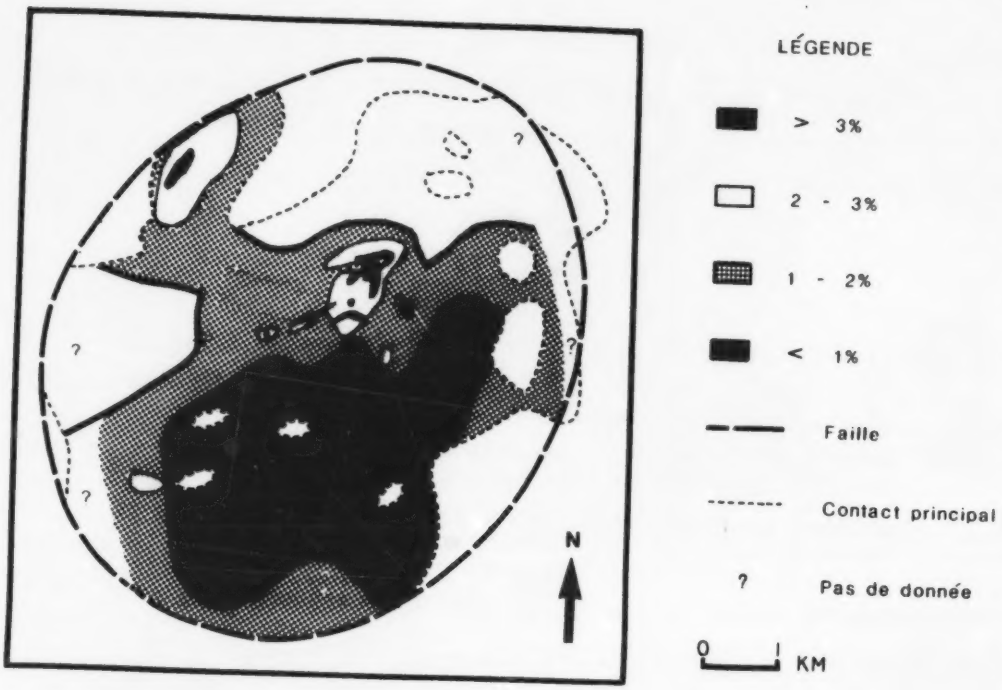


Figure 4. Distribution du ZrO_2 en surface du complexe alcalin de Strange Lake

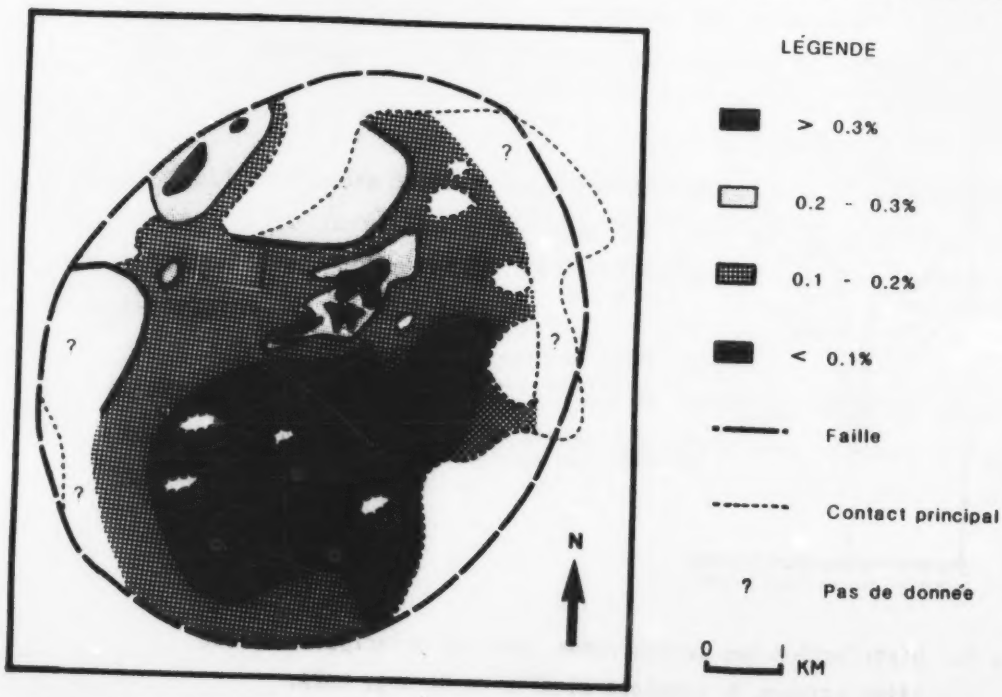


Figure 5. Distribution de Y_2O_3 en surface du complexe alcalin de Strange Lake

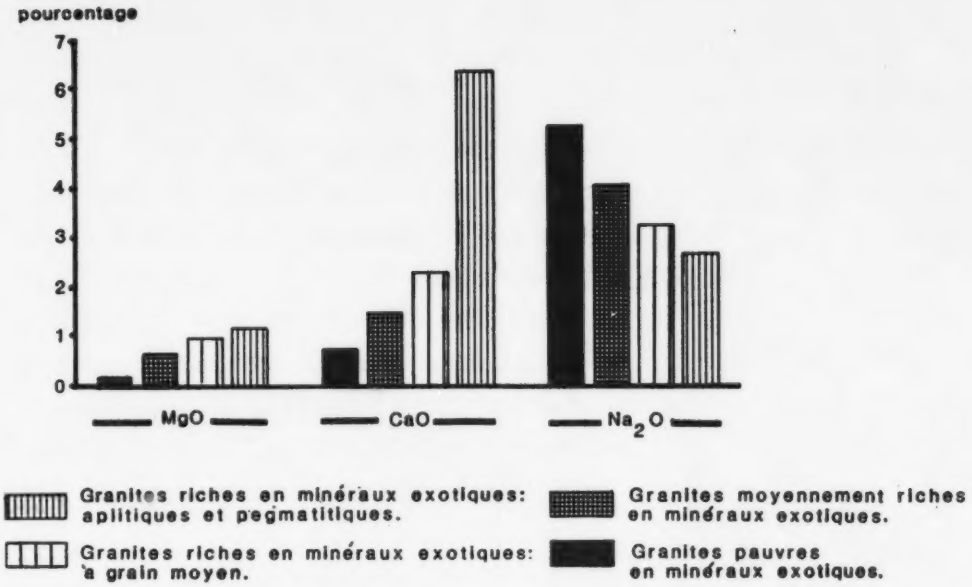


Figure 6. MgO, CaO et Na_2O dans les principales unités lithologiques du complexe alcalin de Strange Lake.

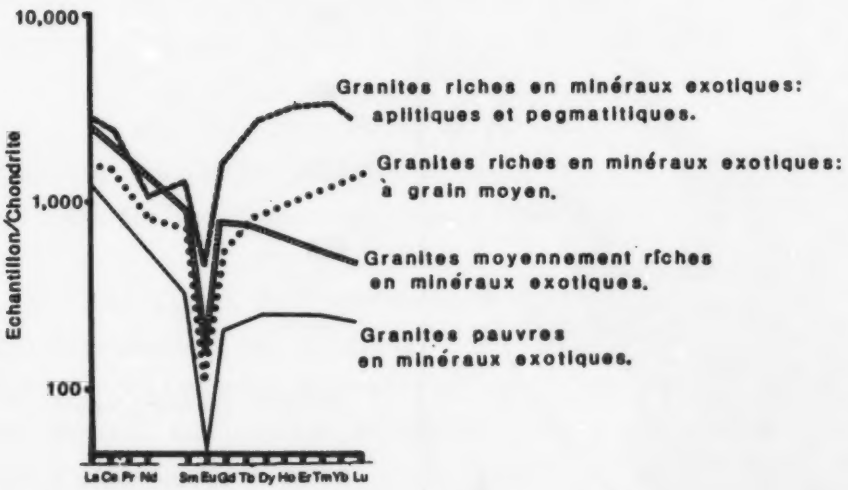


Figure 7. Distribution des terres rares dans les principales unités lithologiques du complexe alcalin de Strange Lake.

Les distributions des terres rares (figure 7) sont normales. Comme on pouvait s'y attendre, elles présentent un enrichissement croissant en terres rares lourdes à partir des granites les plus anciens, pauvres en minéraux exotiques, aux granites les plus jeunes, riches en minéraux exotiques.

Voici en résumé, la séquence des principaux événements ayant marqué la formation du complexe alcalin de Strange Lake:

1 - Mise en place des granites pauvres en minéraux exotiques. Il convient de souligner encore qu'il s'agit d'un événement complexe.

2 - Mise en place des granites moyennement riches en minéraux exotiques et contenant des enclaves. Il s'agit, encore une fois sans doute, d'un événement plus complexe qu'il ne le paraît à ce stade de l'étude.

3 - Intrusion des granites riches en minéraux exotiques, suivie de près par le développement des phases aplitiques et pegmatitiques associées.

4 - Altération de l'elpidite en gittinsite et de la narsarsukite en sphène. La formation des "argiles" est aussi tardive, mais leur relation avec l'altération de l'elpidite et de la narsarsukite est incertaine.

5 - Développement de failles annulaires et dépôt de fluorine et d'hématite dans la zone de brèche; les failles sont probablement reliées à la subsidence du complexe.

REMERCIEMENTS

Nous remercions la compagnie minière IOC qui nous a permis de publier ce document et les informations qui y sont contenues; nous remercions tout spécialement monsieur R. Geren, sans qui la découverte, l'exploration et les recherches associées au dépôt de Strange Lake n'auraient été possibles. Nous tenons enfin à remercier monsieur J.L. Jambor, de CANMET, qui a largement contribué à l'identification des minéraux les plus inusités.

RÉFÉRENCE

TAYLOR, F.C., 1975 - Géologie de Tasisuak Lake et du lac Brisson, Québec - Terre-Neuve. Commission géologique du Canada; cartes 1438 A et 1439 A.

GITES DE Cu-Ni ET DE Cu-Zn DE LA FOSSE DU LABRADOR

par

Dominique Fournier
(Université Pierre et Marie Curie, Paris 75230, France)

La Fosse du Labrador est une ceinture plissée aphébienne longue de 900 km orientée NNW-SSE formant la limite entre la province de Churchill à laquelle elle est rattachée et la Province du Supérieur. Les minéralisations étudiées appartiennent toutes à une zone de la Fosse composée principalement de roches magmatiques mafiques et ultramafiques plissées isoclinalement et affectée par un métamorphisme de faible degré.

Sous une formation de métabasaltes puissante de 700 m pour le moins, des métasédiments rythmiques sont intrudés par des filons-couches rarement différenciés de métagabbro épais de quelques mètres à 300 mètres. Des corrélations lithostratigraphiques ont montré que quelques-unes des intrusions dont le caractère est nettement cumulatif, qu'elles soient ultramafiques (péridotite) ou mafiques et alumineuses (gabbro glomérophyrique), sont situées au même niveau de la colonne lithologique à l'interface entre les métasédiments et la formation volcanique. Ces cumulats seuls sont porteurs de minéralisations de ségrégation magmatique de Cu-Ni. Ce phénomène est expliqué par une cristallisation fractionnée du magma tholéiitique de la Fosse du Labrador.

Les formations métasédimentaires se terminent par des shales contenant de la pyrite synsédimentaire. Ceux-ci présentent au contact des filons-couches un enrichissement important en pyrrhotite qui peut même

devenir massive sur une épaisseur pouvant aller jusqu'à 1 mètre. Cette pyrrhotite est due - soit à la remobilisation de la pyrite préexistant dans les shales lors des intrusions, - soit à des circulations de fluides ayant suivi la mise en place des filons-couches.

Des amas de Cu-Zn dont l'origine magmatique a pu être montrée ont pris place dans les sédiments au contact de certains filons-couches à faciès cumulatif (gabbro glomeroporphyrique). Ils paraissent liés à des phases résiduelles du bain silicaté lors de la cristallisation fractionnée.

L'étude des gîtes de Cu-Ni et de Cu-Zn et de leurs relations avec le magmatisme tholéiitique mafique et ultramafique de la Fosse du Labrador a permis de reconnaître des guides régionaux et locaux utiles à la prospection de ces minéralisations.